

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel
Nr. 8

A REPORT OF THE AEROLOGICAL CLIMATOLOGY
OF THE BALTIC SEA AREA

- Volume I (Text) -

by

H. Skade

DOI 10.3288/IFM_BER_8

Requesters may obtain copies of this report from

Helmut Skade
Institut für Meereskunde
Abt. Maritime Meteorologie

D 23 K i e l 1
Düsternbrooker Weg 20

EINE AEROLOGISCHE KLIMATOLOGIE
DER OSTSEE

- Teil I: Textband -

Freie wissenschaftliche Arbeit
zur Erlangung des Grades
eines Diplommeteorologen
des Fachbereichs Mathematik-Naturwissenschaften
der
Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von Helmut Skade

Referent: Prof. Dr. Fr. Defant

Kiel
1975

UEBERSICHT

Im Rahmen von Arbeiten über den Wärme- und Feuchtehaushalt der Atmosphäre über der Ostsee - Region wird eine Klimatologie der freien Atmosphäre vorgelegt, die auf dem Zeitraum September 1963 bis Dezember 1970 basiert. Beginnend mit der Bodenklimatologie werden Temperatur, Luftdruck (bzw. Geopotential), Wind und z.T. Feuchtigkeit der Troposphäre und unteren Stratosphäre untersucht.

Hierzu dienen Horizontalverteilungen auf repräsentativen Druckflächen, Zeitschnitte, geographisch orientierte Vertikalschnitte sowie Vergleiche zwischen mittleren Profilen.

Nebenher wird eine Klärung der Frage versucht, in welchem Umfang die Ostsee sich auf das Klima der über ihr liegenden Atmosphäre aufwirkt.

Der vorliegende Band enthält den Textteil der Arbeit. Die Abbildungen sind in den Berichten aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel Nr. 9 erschienen.

PREFACE

In connection with studies of the heat- and moisture-budget of the atmosphere above the Baltic Sea and surrounding areas, a report of the aerological climatology over period from September 1963 to December 1970 is presented. The climates of the surface, troposphere and stratosphere respectively were described by measurements of temperature, pressure (resp. geopotential height) and wind. In addition, moisture was determined in the lower troposphere.

Therefore horizontal distributions, time-sections, geographically orientated cross-sections and comparisons between mean profiles are shown. An attempt has also been made to determine the extent of the influence of the Baltic Sea on the climate of the atmosphere above.

The investigation consists of two parts. This volume contains the text; the figures are published in the "Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel Nr. 9".

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Übersicht	III
Preface	IV
1. Einführung	1
2. Verwendetes Datenmaterial	3
2.1. Hauptdatensatz 1963 - 1970	3
2.2. Anschlußkarten	4
2.2.1. Luftdruck, Temperatur	6
2.2.2. Spezifische Feuchte	6
3. Durchgeführte Rechnungen	7
3.1. Mittelwerte	7
3.1.1. Temperatur (T), spezifische Feuchte (q), geopotentielle Höhe (ϕ)	7
3.1.2. Relative Feuchte (f)	8
3.1.3. Wind (v)	8
3.2. Streuungsgrößen	8
3.2.1. Streuung skalarer Größen	8
3.2.2. Beständigkeit des Windes	9
4. Horizontalverteilungen	10
4.1. Darstellungsweise	10
4.1.1. Geopotentielle Höhe (ϕ), Wind (v)	11
4.1.2. Temperatur (T)	13
4.1.3. Spezifische Feuchte (q)	13
4.2. Januar	13
4.3. April	20
4.4. Juli	26
4.5. Oktober	30
4.6. Vergleichende Betrachtung	35
5. Vergleichende Vertikalprofile	36
5.1. Januar	38
5.2. April	40
5.3. Juli	41
5.4. Oktober	42

6. Zeitschnitte	44
6.1. Temperatur	44
6.2. Feuchte	47
6.3. Wind	49
7. Geographisch orientierte Vertikalschnitte	50
7.1. Januar	51
7.2. April	52
7.3. Juli	53
7.4. Oktober	55
8. Zusammenfassung und Schlußbetrachtung	56
Literaturverzeichnis	60
Danksagung	62

1. EINFUEHRUNG

Mit dem zunehmenden Anfall von aerologischem Datenmaterial wird es möglich, dieses zu einer klimatologischen Bearbeitung zusammenzutragen. Großräumig ist dieses für die Nordhemisphäre z.B. von SCHERHAG und Mitarbeitern (1969) sowie von CRUTCHER und MESERVE (1970) durchgeführt worden. In den Analysen von Temperatur- und Geopotentialfeldern auf Standarddruckflächen zeigen sich dabei im wesentlichen drei bis vier troposphärische Wellen, in denen sich die großräumige Land - Meer - Verteilung und Orographie widerspiegeln.

Diese hemisphärische Größenordnung soll nun verlassen werden, um die Verhältnisse über einem kleineren, abgegrenzten Areal zu untersuchen. Das Gebiet umfaßt die gesamte Ostsee einschließlich der sie umgebenden Landmassen, nämlich Skandinavien, das Baltikum und die Norddeutsche Tiefebene (Abb. 1.1.). Für diese Region werden Untersuchungen zur Veränderlichkeit des Wärmehaushalts (BEHR (1975)) und zum Feuchtehaushalt (BAESE (1975)) der Atmosphäre durchgeführt. Als eine Grundlage für diese Arbeiten ist die Kenntnis der klimatologischen Gegebenheiten der freien Atmosphäre nötig. Hierin ist das Hauptziel der vorliegenden Arbeit zu suchen. Alle diese Arbeiten werden im Rahmen der in jüngerer Zeit verstärkt erfolgenden Ostsee-

forschung durchgeführt.

Die Bodenklimatologie ist von verschiedenen Autoren behandelt worden. Zusammenfassungen finden sich beispielsweise bei DEFANT (1972) und JOHANNESSEN (1970). Ersterer macht auch Angaben über mittlere Verhältnisse in der dem Gebiet aufliegenden Troposphäre. Die klimatischen Bedingungen am Boden werden einen Ausgangspunkt für diese Arbeit bilden.

Eine wesentliche Prägung erfährt das Klima des Ostseegebietes durch die vorherrschenden Westwinde der gemäßigten Breiten. Die Ursache ist dem Einfluß der Polarfront in ihrer jahreszeitliche wechselnden Breitenlage zuzuschreiben. Der häufige Durchzug von Tiefdruckstörungen führt zu einem unbeständigen, veränderlichen Witterungscharakter (siehe LÜKENGA (1972)). Dieser Tatbestand darf bei einer Betrachtung von Mittelwerten niemals vergessen werden. Das zu betrachtende Gebiet wird also überwiegend von stark maritim gefärbten Luftmassen angeströmt. Diesen stellt sich die skandinavische Gebirgskette als Barriere entgegen, während über Dänemark und Norddeutschland die atlantische Luft freien Zutritt in den Ostseeraum hat.

Zu erwarten ist, daß die Ostsee ihrerseits der sie überströmenden Luft einen maritimen Charakter aufprägt. Es wird daher neben der Darlegung der klimatologischen Verhältnisse der freien Atmosphäre im folgenden auch

versucht werden, die Frage zu beantworten, wie hoch in die Atmosphäre hinein ein solcher Ostsee-Einfluß nachweisbar ist.

Die nachfolgende Untersuchung umfaßt den Zeitraum von September 1963 bis Dezember 1970. Es wurden Horizontalverteilungen der wichtigsten meteorologischen Größen für verschiedene Druckflächen von 1000 bis 70 mb erstellt. Hinzu treten mittlere Vertikalprofile, Vertikal- und Zeitschnitte, um die jahreszeitlichen Veränderungen darzulegen. Für alle Darstellungsarten wurden Handanalysen angefertigt.

2. VERWENDETES DATENMATERIAL

2.1. HAUPTDATENSATZ 1963 - 1970

Für den in 1. angegebenen Zeitraum wurden Radiosondendaten vom U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Asheville, N.C. bezogen. Diese Daten umfassen Aufstiege von 00 und 12 GMT. Ihre Aufbereitung und Überprüfung wurde von BEHR (1975) durchgeführt und beschrieben. Als Endprodukt lagen auf Magnetbändern Werte der Temperatur, der geopotentiellen Höhe, des Windvektors und der spezifischen Feuchte für 27 Niveaus vor (Boden, 1010, 1000, 950, ..., 200, 150, 125, 100, 90, ..., 50 mb). Leider sind die einzelnen Aufstiege nicht immer vollständig vorhanden. Damit zunächst repräsentative Mittelwerte der Monate einzelner Jahre bestimmt werden konnten, mußte für jede Meßgröße und jedes Niveau

gefordert werden, daß pro Monat mindestens 30 Messungen vorlagen. Dieser Bedingung liegt die Annahme zugrunde, daß damit pro Tag wenigstens ein Wert vorhanden ist. Wurde diese 30 - Werte - Hürde nicht erreicht, so wurde bei der betreffenden Meßgröße dieser Monat fortan nicht mehr berücksichtigt.

Ferner sei noch auf die Problematik der verschiedenen Radiosondentypen und die möglichen Strahlungsfehler oberhalb 300 mb hingewiesen.

Die für die klimatologischen Betrachtungen verwendeten Stationen ersieht man aus Tab. 1 sowie Abb. 1.1. Für die Anschlußkarten mußte ein etwas abweichendes Stationsnetz verwendet werden.

2.2. ANSCHLUSSKARTEN

Den in 4. beschriebenen Horizontalverteilungen sind im Abbildungsband für jede Meßgröße Bodenkarten vorangestellt. Dieses ist aus zweierlei Gründen notwendig.

- Unterhalb des 850 mb-Niveaus sind die unter 2.1. genannten Daten z.T. nur lückenhaft vorhanden. Eine qualitative Aussage fällt deshalb bei Zuhilfenahme von Bodendaten leichter.
- Die Luft wird durch den von ihr überströmten Untergrund beeinflusst. Die klimatologischen Bodenwerte lassen die Richtung dieser Beeinflussung erkennen.

Es ist natürlich anzustreben, Bodenwerte aus dem gleichen Zeitraum wie die Hauptdaten zu erhalten. Dieses gelang

Tabelle 1 : Stationsverzeichnis zum Hauptdatensatz

WMO-Nr.	Name	geograph. Breite	Lage Länge	Höhe über NN m
01 152	Bodo	67° 16' N	14° 23' E	13
01 241	Orland	63° 42' N	09° 37' E	7
01 384	Oslo/Gardermoen	60° 12' N	11° 05' E	203
02 057	Lulea/Kallax	65° 33' N	22° 08' E	16
02 066	Sundsvall- Harnosand	62° 32' N	17° 27' E	6
02 077	Stockholm/Bromma	59° 21' N	17° 57' E	22
02 084	Goteborg/Torslanda	57° 43' N	11° 47' E	4
02 160	Visby Aerologiska Station	57° 39' N	18° 21' E	47
02 836	Sodankyla	67° 22' N	26° 39' E	180
02 935	Jyvaskyla/ Luonetjarvi	62° 25' N	25° 39' E	145
02 963	Jokioinen	60° 49' N	23° 29' E	103
06 181	Kobenhavn/ Jaegersborg	55° 46' N	12° 32' E	40
10 035	Schleswig	54° 32' N	09° 33' E	48
10 184	Greifswald	54° 06' N	13° 23' E	5
10 202	Emden - Wolthusen	53° 22' N	07° 13' E	1
10 338	Hannover	52° 28' N	09° 42' E	55
10 393	Lindenberg	52° 13' N	14° 07' E	100
12 330	Poznan - Lawica	52° 25' N	16° 51' E	92
12 374	Legionowo	52° 25' N	20° 58' E	104
22 113	Murmansk	68° 58' N	33° 03' E	46
22 217	Kandalaksa	67° 08' N	32° 26' E	26
22 522	Kem' - Port	64° 59' N	34° 47' E	10
22 802	Sortovalva	61° 43' N	30° 43' E	18
26 038	Tallin	59° 25' N	24° 48' E	44
26 063	Leningrad	59° 58' N	30° 18' E	4
26 258	Pskov	57° 50' N	28° 21' E	42
26 406	Liepaja	56° 33' N	21° 01' E	8
26 422	Riga	56° 58' N	24° 04' E	3
26 629	Kaunas	54° 53' N	23° 53' E	75
26 702	Kaliningrad	54° 42' N	20° 30' E	27

jedoch nur teilweise.

2.2.1. Luftdruck, Temperatur

Die Daten wurden mittleren nordhemisphärischen Karten des Zeitraums 1961 - 1970 entnommen, welche im Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin erstellt wurden (siehe PÜTZ (1971) sowie PÜTZ et al. (1971)). Bei PÜTZ finden sich auch Untersuchungen über die nicht unerheblichen Schwankungen, denen die jährlichen Luftdruckmittel unterworfen sind.

2.2.2. Spezifische Feuchte

Zur Bestimmung der spezifischen Feuchte wurden CLINO-Daten herangezogen. Diese repräsentieren überwiegend den Zeitraum 1931 - 1960. Primär sind vorhanden Luftdruck- und Temperaturwerte, sowie die mittlere relative Feuchte. Die spezifische Feuchte ergibt sich daraus gemäß

$$(1) \quad q = \frac{622 \, e}{p - 0,378 \, e} \quad \text{mit} \quad e = \frac{f \cdot E(T)}{100} .$$

q : spezifische Feuchte in g Wasserdampf /
kg feuchte Luft;

p : Luftdruck in mb;

e : Dampfdruck in mb;

f : relative Feuchte in %;

$E(T)$: Sättigungsdampfdruck über Wasser bei der Temperatur T [°C] in mb, bestimmt aus der Formel von MAGNUS (siehe MÖLLER und BULLRICH (1961))

Zu beachten ist, daß in die rechte Seite von (1) bereits Mittelwerte eingesetzt werden, so daß die so erhaltene "mittlere" spezifische Feuchte nicht identisch ist mit

einem $\bar{q} = \frac{1}{n} \sum_n q_n$, wobei die q_n (hier nicht verfügbare)

Einzelmeßwerte darstellen sollen. Diese Problematik wurde von FLOHN (1961) behandelt. Die hier mit den CLINO - Mitteln bestimmten spezifischen Feuchten liegen demnach rund 10 % höher als die wahren Feuchten.

3. DURCHGEFUEHRTE RECHNUNGEN

Für die Bestimmung der Mittelwerte und der Streuungsgrößen wurden nur die Monate verwendet, die die in 2.1. aufgeführten Kriterien erfüllten. Monate, die unvollständige Meßreihen aufwiesen, wurden nicht berücksichtigt.

3.1. MITTELWERTE

3.1.1. *Temperatur (T), spezifische Feuchte (q), geopotentielle Höhe (ϕ)*

In einem ersten Arbeitsgang wurden die arithmetischen Mittel eines jeden einzelnen Monats bestimmt. Hieraus ergaben sich dann die klimatologischen Mittelwerte durch nochmalige arithmetische Mittelbildung über die zur Verfügung stehenden Jahre.

3.1.2. Relative Feuchte (f)

Bevor wie unter 3.1.1. verfahren werden konnte, mußte zunächst für jeden Termin die relative Feuchte aus q und T bestimmt werden. Aus (1) ergibt sich hierfür

$$(2) \quad f = 100 \cdot \frac{q \cdot p}{(622 + 0,378 q) \cdot E(T)} \quad .$$

3.1.3. Wind (v)

Es wurde der mittlere Windvektor bestimmt. Dabei wurde mit der zonalen (u) und meridionalen (v) Windkomponente gemäß 3.1.1. verfahren. Aus den gemittelten Größen \bar{u} und \bar{v} wurde der mittlere Windvektor $\bar{\vec{v}}$ zusammengesetzt, dessen Betrag ($|\bar{\vec{v}}|$ in ms^{-1}) und Richtung (entsprechend der meteorologischen Zählung) angegeben werden.

3.2. STREUUNGSGRÖSSEN

3.2.1. Streuung skalarer Größen

Um eine Übersicht über die Schwankungen der Jahre untereinander zu erhalten, wurden für die Temperatur, geopotentielle Höhe und spezifische Feuchte die Standardabweichungen bestimmt:

$$(3) \quad \sigma = \sqrt{\frac{1}{m-1} \left| \sum_{n=1}^m a_n^2 - m \cdot \bar{a}^2 \right|} \quad .$$

m : Anzahl der zur Mittelbildung herangezogenen Jahre

a_n : Monatsmittel des n-ten Jahres

\bar{a} : klimatologisches Mittel über die zur Verfügung stehenden m Jahre

Dabei stellt a eine der oben genannten Größen dar.

3.2.2. Beständigkeit des Windes

Die Angabe eines mittleren Windvektors $\bar{\mathbf{v}}$ hat nur dann einen Sinn, wenn gleichzeitig eine Aussage über die Veränderlichkeit des Windes gemacht wird. Hierzu sind geeignet die Vektor-Standardabweichung

$$(4) \quad \sigma_{\mathbf{v}} = \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2}$$

(σ_u : Standardabweichung der u -Komponente
gemäß (3),

σ_v : Standardabweichung der v -Komponente
gemäß (3))

oder die Stetigkeit (Beständigkeit)

$$(5) \quad b = \frac{|\bar{\mathbf{v}}|}{|\mathbf{v}|} \cdot 100 \quad (\text{angegeben in } \%)$$

($|\bar{\mathbf{v}}|$: zeitliches Mittel der skalaren Windgeschwindigkeit).

Über beide Methoden finden sich Angaben bei BROOKS und CARRUTHERS (1953) sowie bei MARKGRAF (1962).

In dieser Arbeit wurde die Stetigkeit nach (5) verwendet. Unter der Annahme einer Normalverteilung des Windes kann ein Winkel - die Richtung des mittleren Windvektors umschließend - angegeben werden, in dem 50 % der Windrichtungsbeobachtungen liegen. Eine Übersicht dazu liefert Tab. 2. Bezüglich des Zusammenhangs zwischen Vektor - Standardabweichung und Beständigkeit sei auf BROOKS und

CARRUTHERS verwiesen.

Tabelle 2 : Zusammenhang zwischen Beständigkeit b und
50 % - Einzugswinkel α_{50} (nach MARKGRAF)

b	α_{50}	b	α_{50}
100 %	0°	40 %	112°
90 %	36°	30 %	128°
80 %	52°	20 %	146°
70 %	68°	10 %	162°
60 %	82°	0 %	180°
50 %	98°		

4. HORIZONTALVERTEILUNGEN

4.1. DARSTELLUNGSWEISE

Repräsentativ für die vier Jahreszeiten stehen die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Von ihnen wurden für die folgenden Größen Handanalysen angefertigt :

- | | |
|--|---|
| a) geopotentielle Höhe (bzw. Luftdruck) | } der Niveaus: Boden,
1000, 850, 700, 500,
300, 200, 100, 70 mb |
| b) Temperatur | |
| c) spezifische Feuchte der Niveaus: Boden, 1000, 850, 700,
500 mb | |

Für die Analysen wurden hier, wie auch bei den späteren Darstellungen, nur Mittelwerte berücksichtigt, die auf mindestens vier Jahren basierten. Allerdings zeigte es sich, daß die 4- und 5-jährigen Mittel nur unter Vor-

behalten zu verwenden waren. Offensichtlich fehlerhafte Mittelwerte wurden bei den Dateneintragungen im Abbildungsband nicht berücksichtigt.

Um eine schnelle Übersicht zu bieten, wurden in der linken oberen Kartenecke die Rand- und Zentralwerte in kreuzweiser Anordnung notiert (siehe Übersicht zum Abbildungsband). Da aus dem Gebiet südöstlich der Linie $60^{\circ}\text{N } 40^{\circ}\text{E} - 50^{\circ}\text{N } 20^{\circ}\text{E}$ meist keine Informationen vorlagen, wurde, von wenigen Fällen abgesehen, in diesem Gebiet auf eine Weiterführung der Analyse verzichtet.

Bei den Niveaus 1000 und 850 mb ist zu berücksichtigen, daß ein Teil des Geländes über die mittleren Höhen dieser Druckflächen hinausragt. Eine Analyse ist in diesen Gebieten nicht sinnvoll. Zur Kennzeichnung wurden in den Karten daher Geländehöhen über 100 bzw. 1500 m schraffiert (siehe Abb. 1.2.).

Außerdem ist bei der Verwendung der 1000 mb-Daten des Hauptdatensatzes daran zu denken, daß sie nur bedingt repräsentativ sind, weil sie nur Wetterlagen mit Luftdrücken über 1000 mb erfassen. Eine Reduktion auf 1000 mb ist aber wenig sinnvoll.

4.1.1. Geopotentielle Höhe (ϕ), Wind (v)

Analysiert wurde die geopotentielle Höhe; der Isohypsenabstand beträgt 40 gpm. Um Wind- und Geopotentialfeld einander anzupassen, wurde ein Gradientwindlineal benutzt.

Bei der Analyse der stratosphärischen Niveaus zeigte sich ein Nachlassen der Datenqualität, so daß gelegentlich die nordhemisphärischen Mittelkarten von SCHERHAG und Mitarbeitern (1969) zu Rate gezogen werden mußten. Zur Angleichung der Randwerte stand z.T. der Atlas von CRUTCHER und MESERVE (1970) zur Verfügung.

Um die Bodenverhältnisse zu charakterisieren, wird das mittlere Bodenluftdruckfeld für den Zeitraum 1961 - 1970 dargestellt (siehe 2.2.1.).

Aus diesen Luftdruckangaben wurde in Verbindung mit dem entsprechenden Temperaturfeld hydrostatisch mittels der im meteorologischen Taschenbuch von LINKE und BAUR (1962) enthaltenen Tabellen die Höhe der 1000 mb - Fläche bestimmt. Hier hätten die Werte des Hauptdatensatzes aufgrund der o.a. Problematik zu hohe Größen geliefert. Die Windangaben des Hauptdatensatzes wurden aber belassen. Die Windrichtung wird durch den zum Stationspunkt zeigenden Strich angegeben, an dessen Ende die Windgeschwindigkeit in m/s angegeben ist. Unmittelbar darunter findet man die Angabe der Wind-Stetigkeit in Prozent. Neben dem Stationspunkt ist die geopotentielle Höhe in gpm, darunter die zugehörige Standardabweichung (außer 1000 mb), ebenfalls in gpm, notiert. Standen nur vier oder fünf Jahre zur Mittelbildung zur Verfügung, ist dieses hinter einem Schrägstrich angezeigt.

Der Bodenluftdruck wird in der ppp-Darstellung des SYNOP-Schlüssels angegeben.

4.1.2. Temperatur (T)

Für die Bodenkarten wurden die in 2.2.1. beschriebenen Werte verwendet. Die Angabe der Temperatur und der darunter angegebenen Standardabweichung erfolgt in °C. Gegebenenfalls wurde die Jahreszahl hinzugesetzt. Der Isothermenabstand beträgt durchgehend 1 °C.

4.1.3. Spezifische Feuchte (q)

Über die Werte in der Bodenkarte wurde in 2.2.2. berichtet. Alle Angaben wurden in g Wasserdampf pro kg feuchter Luft gemacht. Die Art der Notierung entspricht 4.1.2. Die Isoplethen der spezifischen Feuchte haben einen Abstand von 0,25 g Wasserdampf/kg feuchter Luft.

4.2. JANUAR

Betrachtet man einmal das untersuchte Gebiet in einem gesamteuropäischen Rahmen, so fallen sofort die eingangs erwähnten Tatsachen ins Auge. Bei WALLEN (1970) findet man z.B. ganz Europa umfassende Karten der Bodentemperatur und der jährlichen Amplitude der monatlichen Lufttemperaturmittel. Deutlich tritt die abschirmende Wirkung des skandinavischen Gebirgsblocks hervor. Über den flachen Ländern des nördlichen Mitteleuropas kann sich die atlantische, milde Luft dagegen leicht ausbreiten. Die Jahrestemperaturschwankung ist merklich herabgesetzt. Hervorstechend ist dabei der zusätzlich mildernde

Einfluß der Ostsee, der sich bis weit in den Bottnischen Meerbusen hinein feststellen läßt. Entscheidend dafür ist im Januar die gegenüber der Lufttemperatur um bis zu 2°C höhere Wassertemperatur der Ostsee (DEFANT (1972)). Anders als über Land ist daher der vertikale turbulente Fluß sensibler Wärme vom Wasser zur Atmosphäre hin gerichtet (siehe auch BEHR (1975)), solange keine Vereisung eingetreten ist. Dieser Temperatureffekt der Ostsee zeigt sich auch in den hier gezeigten Temperaturverteilungen für das Boden- und 1000 mb - Niveau (Abb. 2.1.10. und 2.1.11.). Bei der Betrachtung der Bodenkarte ist die jeweilige Geländehöhe mit zu berücksichtigen. Eine noch detailliertere Karte des Ostseebereichs mit längerzeitigen Mitteln findet man bei DEFANT (1972). Auf den ersten Blick zeigt sich ein west-östliches Temperaturgefälle, hervorgerufen durch die Gegenüberstellung Ozean - Kontinent. Dabei hat die Ostsee eine den Gegensatz abschwächende Rolle. Der scharfe Übergang vom Wasser auf den Kontinent tritt somit an den Ostküsten der Ostsee sowie über den schon mit Eis bedeckten Meeresflächen im Norden auf.

Selbstverständlich hat die Temperaturverteilung Auswirkungen auf das Druckfeld (Abb. 2.1.1.). Großräumig gesehen, verlaufen die Isobaren von SW nach NE. Über dem betrachteten Gebiet kommt es aber zu auffälligen Störungen. Durch starke Abkühlung am Erdboden ist über dem südlichen Schweden eine flache Hochdruckzelle von über 1015 mb entstanden. Im Gegensatz dazu findet man über der warmen Ostsee ein flaches thermisches Tief, das sich

von der Gotlandsee bis zum Nordende des Bottnischen Meerbusens erstreckt. Dieser Sachverhalt wird auch in der 1000 mb - Fläche (Abb. 2.1.2.) dargestellt. Die Trogsituation im Bereich der o.a. Gewässer wird durch die Windangaben von Stockholm (NW) und dem finnischen Jokioinen (SE) deutlich bestätigt. Die Höhen-erstreckung dieses Wärmetiefs reicht nur wenig über das 850 mb-Niveau hinaus (Abb. 2.1.3.). Im Temperaturfeld (Abb. 2.1.12.) macht sich eine eigenständige Erwärmung über der Ostsee kaum noch bemerkbar. Die größte Modifizierung erfährt die Verteilung durch das skandinavische Gebirge, das in diese Schicht z.T. noch hineinreicht. Das Geopotential- und Windfeld zeigt allerdings noch einen Ostsee-Trog, der mit dem Wärmetief in Verbindung gebracht werden kann.

Zur Verdeutlichung sind in Tab. 3 die Windverhältnisse in der unteren Troposphäre für die westlich und östlich des Troges gelegenen Stationen Stockholm (02077) und Jokioinen (02963) wiedergegeben.

Tabelle 3 : Mittlere Winde in der unteren Troposphäre für Stockholm (02077) und Jokioinen (02963) im Januar

mb	Stockholm			Jokioinen		
	Richtung	$ \bar{v} $	in m/s	Richtung	$ \bar{v} $	in m/s
1000	302°		1,3	146°		1,8
950	310°		1,5	159°		1,3
900	315°		1,8	187°		0,9
850	291°		2,4	229°		2,3
800	297°		3,0	247°		2,7
750	301°		3,8	261°		3,1
700	302°		4,5	274		3,8

Von der Obergrenze der planetarischen Grenzschicht abwärts ist eigentlich ein Rückdrehen des Windes zu erwarten. Nach Tab. 3 findet dagegen bei Stockholm unterhalb von 850 mb ein Rechtdrehen statt. Andererseits ist über Jokioinen ein ungewöhnlich starkes Rückdrehen zu beobachten. Dieses kann nur mit einem zyklonalen Drucksystem in Verbindung gebracht werden, das sich in den untersten Atmosphärenschichten bildet. Es sei außerdem darauf hingewiesen, daß im Bereich der zentralen Ostsee die Westwindlagen häufiger unterbrochen sind, was durch die herabgesetzten Windstetigkeiten (nur 20 bis 30 %) angezeigt wird.

Die Existenz eines klimatologischen Wärmetiefs über der Ostsee wurde schon von SOLANTIE (1968) aufgezeigt. SOLANTIE benutzte zur Darstellung CLINO-Daten, mit denen aber im 850 mb-Niveau keine Anzeichen eines Trogas mehr gefunden wurden. In der Arbeit werden weiterhin Begründungen dafür angegeben, daß die Tiefbildung direkt an die erwärmte Ostsee gekoppelt ist und nicht etwa auf einem Lee-Effekt des skandinavischen Gebirges beruht. SOLANTIE weist darauf hin, daß die häufigeren südlichen Winde über den westlichen Landesteilen von Finnland dort zu einer deutlichen Milderung des Klimas führen (siehe auch Abschnitt 5 und Abb. 3.1.1.). Er zeigt ferner an Einzelfällen, daß es wichtig ist, den thermischen Ostsee-Effekt auch bei der synoptischen Betrachtung und Vorhersage zu berücksichtigen. An dieser Stelle sei auch auf die Arbeit über die Zyklonalität im Ostseeraum von

LÜKENGA (1972) hingewiesen.

Die durch die relativ höheren Ostseetemperaturen begünstigte Verdunstung führt gegenüber dem Land zu erhöhten Wasserdampfgehalten, was durch die Abb. 2.1.19. und 2.1.20. verdeutlicht wird. Aufgrund der vorherrschenden Westwinde trifft man auf die größten spezifischen Feuchten an der Nordsee- bzw. Atlantikküste. Einhergehend mit einer zunehmenden Abkühlung zum Inneren des Kontinents hin, nimmt auch die spezifische Feuchte i.a. nach Osten ab. Modifiziert wird dieser Vorgang, wie schon eingangs erwähnt, durch das skandinavische Gebirge einerseits und die Ostsee sowie die Norddeutsche Tiefebene andererseits. Das hat zur Folge, daß die niedrigsten Feuchtwerte im Nordosten, also in Lappland, Karelrien und auf der Halbinsel Kola auftreten.

Mit zunehmender Höhe (Abb. 2.1.21., 2.1.22., 2.1.23.) stellt sich eine Achse mit erniedrigter spezifischer Feuchte über Schweden, der Arkonasee und den sich südlich anschließenden Teilen der Norddeutschen Tiefebene ein. Dagegen sind die Feuchten längs ca. 20°E erhöht. Das Feuchteminimum tritt weiterhin über Karelrien auf. Oberhalb 500 mb wird der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre so gering, daß eine weiterführende Analyse keine Aussage mehr zulassen würde. Verläßt man die planetarische Reibungsschicht, so dominiert im Temperatur- und Geopotentialfeld eine große planetarische Welle, deren Trogachse im Januar bei 30 bis 40°E liegt. Das Minimum

der Temperaturwelle ist dabei gegenüber der Trogachse des Geopotentials etwas nach Westen verschoben. Das betrachtete Gebiet liegt somit an der Westflanke des Trogas. Im 700 - und 500 mb-Niveau (Abb. 2.1.13. und 2.1.14.) haben die Isothermen einen Verlauf von NW nach SE, um über dem Baltikum in eine mehr zonale Richtung umzubiegen. Beide Karten zeigen im Vergleich mit den übrigen Monaten, daß im Januar mit die größten horizontalen Temperaturgegensätze auftreten. Dieses hat zwangsläufig eine verstärkte atmosphärische Zirkulation zur Folge. Wählt man für den Januar als charakteristische Polarfronttemperatur -30°C in 500 mb (DEFANT (1972)), so verläuft die Grenze zwischen Polar- und gemäßigter Luft über Oslo und die Gotlandsee hinweg nach Lettland/Litauen.

In Tropopausennähe (Abb. 2.1.15.) schwächt sich der Temperaturgradient ab. In 200 mb (Abb. 2.1.16.) ist der Norden Norwegens dann nur noch ca. 3°C kälter als der Süden Polens.

Die polare Nacht macht sich in den stratosphärischen Niveaus 100 und 70 mb (Abb. 2.1.17. und 2.1.18.) bemerkbar. Durch fortgesetzte starke Auskühlung im Norden verstärkt sich der Temperaturgegensatz zwischen Norden und Süden wieder. Die Isothermen haben hier eine mehr zonale Ausrichtung.

Die starken troposphärischen Temperaturgegensätze sorgen für eine rasche Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe oberhalb der Reibungsschicht (Abb. 2.1.4., 2.1.5.,

2.1.6.). Diese verstärkten Winde äußern sich deutlich in der zunehmenden Drängung der Isohypsen, die einen Verlauf von NW nach SE nehmen, um im Osten bei Annäherung an die Troglinie (ca. 40°E) in eine mehr zonale Richtung zu drehen. Einen entsprechenden Verlauf nimmt gemäß dem geostrophischen Windgesetz die Windrichtung. Einen vorläufigen Höhepunkt erreicht die Entwicklung im 300 mb-Niveau, wo der Kern des polaren Strahlstroms erreicht wird. Das Stromband nimmt seinen Verlauf über Oslo, Stockholm, die Gotlandsee und das Baltikum hinweg; nördlich und südlich davon nimmt die Isohypsen-drängung ab. Leider waren über dem Baltikum nur unbrauchbare Winddaten vorhanden.

Die Änderungen vom 300 mb- zum 200 mb-Niveau (Abb. 2.1.7.) sind nur gering. In der sich anschließenden Stratosphäre (Abb. 2.1.8. und 2.1.9.) kommt es insbesondere über dem nördlichen Skandinavien zu einer weiteren Windzunahme, da die oben beschriebenen großen Temperaturgegensätze aufgrund der polaren Nacht einen stark positiven thermischen Wind zur Folge haben. Es kommt also zur Ausbildung des Polarnachtjets. Der Trog über Westrußland bleibt dabei erhalten. Abschließend sei noch eine kurze Zusammenfassung der wesentlichen Erscheinungen im Januar gegeben:

a) Temperatur:

Im Januar als Wintermonat treten die größten Temperaturgegensätze zwischen Nord und Süd auf. Bis 850 mb ist das Ostseegebiet wärmer als die Umgebung. Oberhalb liegt ein kalter Trog über Westrußland. Die Polarfront ver-

läuft im 500 mb-Niveau über die zentrale Ostsee von NW nach SE. In der Stratosphäre verschärfen sich die Temperaturgegensätze weiter (polare Nacht).

b) Geopotential:

Über der Ostsee bildet sich ein Wärmetief, das bis in eine Höhe von 850 mb nachweisbar ist. Darüber wird die Strömung durch die planetarische Welle mit der Trogachse bei 40°E geprägt. Das Geopotentialgefälle verstärkt sich in der Stratosphäre.

c) Winde:

Oberhalb der Reibungsschicht herrschen über Norwegen, Schweden, Dänemark und Norddeutschland Winde aus NW bis WNW vor. Im Osten erfolgt eine Drehung in westliche Richtung. Der Polarjet überquert das betrachtete Gebiet entlang der Linie Oslo - Baltikum. In der Stratosphäre hat sich der Polarnachtjet gebildet.

d) Feuchte:

Die niedrigsten Feuchten treten im Nordosten auf. Über der Ostsee ist die spezifische Feuchte erhöht.

4.3. APRIL

Der April kann charakterisiert werden als Monat des Ausgleichs. Die zunehmende Sonneneinstrahlung führt zu einem Abbau der winterlichen Temperaturgegensätze. Trotz eines weitgehenden Temperatúrausgleichs zwischen Land und Wasser lassen sich noch unterschiedliche Verhältnisse über der nördlichen und südlichen Ostsee nachweisen.

Im Süden kommt es insbesondere über der Norddeutschen Tiefebene zu einer zügigen Erwärmung der Luft über Land (Abb. 2.2.10.), so daß über der südlichen Ostsee die Lufttemperatur höher als die Wassertemperatur ist (DEFANT (1972)). In den zentralen und nördlichen Teilen muß dagegen die einfallende Sonnenenergie zunächst zur Schneeschmelze und zum Auftauen der vereisten Gebiete des Bottnischen Meerbusens verwendet werden, wenn man einmal von der sowieso höheren Breitenlage absieht. Dort sind Wasser- und Lufttemperatur nahezu ausgeglichen. Über der Bottensee scheint sich die Luft sogar etwas zu erwärmen. Die Bottenwiek ist dagegen noch weitgehend von einer Eisdecke bedeckt.

Die Luftdruckgegensätze sind im gesamten Gebiet äußerst gering, wie die Abb. 2.2.1. zeigt. Über dem Bottnischen Meerbusen findet man sogar geringfügig erniedrigte Luftdruckwerte. Beim CLIMO-Zeitraum ist dieses jedoch nicht nachweisbar. Lokalisieren läßt sich außerdem noch ein Bereich etwas flacheren Druckes über Nordjütland, dem Skagerrak und Südnorwegen, wo auch noch im 850 mb-Niveau (Abb. 2.2.3.) ein erniedrigtes Geopotential aufzufinden ist. LÜKENGA (1972) macht hierfür das verstärkte Auftreten von thermischen Tiefs verantwortlich. Jedoch ist ein Einfluß des Gebirges nicht auszuschließen. Die Bodenverhältnisse spiegeln sich in der 1000 mb-Fläche wider (Abb. 2.2.11. und 2.2.2.). Die eingetragenen Winde deuten auf recht unbeständige Witterungsverhältnisse hin, liegen doch die Stetigkeiten größtenteils unter 20 %.

Anzumerken sei, daß der große Umschwung zum Sommer hin im Mai vollzogen wird. Die starke Aufheizung über Land führt dann bereits zur Ausbildung eines Wärmetiefs über Finnland (SOLANTIE (1968)). Aber aufgrund des immer noch kalten Bottnischen Meerbusens wird der Beginn der Vegetationsperiode im Mai im Küstenbereich um fünf bis zehn Tage verzögert (JOHANNESSEN (1970)).

In 850 mb werden bereits die Verhältnisse der freien Atmosphäre erreicht (Abb. 2.2.12. und 2.2.3.). Die Isothermen nehmen einen fast zonalen Verlauf und biegen nur über Norwegen nach Norden aus. Wind- und Geopotentialfeld sind einander angepaßt. Über der Norddeutschen Tiefebene herrschen Westwinde vor, die über Nordosteuropa in SW-Winde übergehen. Eine Ausnahme hiervon bilden die norwegischen Atlantikstationen (SW) und Karelrien (WSW bis W).

Die Feuchtekarten (Abb. 2.2.19. bis 2.2.23.) zeigen, einhergehend mit dem Anwachsen der Temperatur, gegenüber dem Januar eine höhere spezifische Feuchte, deren Maximum am Boden über der südwestlichen Nordsee und deren Minimum über Lappland liegt. Über der mittleren und nördlichen Ostsee ist die Feuchte etwas erhöht, was noch im 850 mb-Niveau zu sehen ist. Großskaliger gesehen, stellt sich in diesem Niveau allerdings eine Art "Feuchtetrog" längs 13°E ein, der sich bis mindestens in die mittlere Troposphäre hinein durchsetzt. Dabei kommt es über der Norddeutschen Tiefebene zu niedrigeren spezifischen Feuchten als über Polen, bezogen auf die gleiche geo-

graphische Breite. Dieses ist im Zusammenhang mit der warmen Luft zu sehen, die an der Trogvorderseite nach Nordosten strömt.

Die Welligkeit im Temperaturfeld der freien Troposphäre (Abb. 2.2.13. und 2.2.14.) ist geringer als im Januar.

Eine Achse erniedrigter Temperaturen verläuft von der Bottenwiek über Schonen nach Norddeutschland hinein.

Mit zunehmender Höhe gehen die Isothermen über dem Baltikum und Südkarelien von einer zonalen Ausrichtung in einen SW - NE - Verlauf über. Sie schmiegen sich damit dem warmen west-russischen Höhenrücken an. Dieser ist dadurch entstanden, daß der im Januar über dem Ostatlantik gelegene Rücken in der Zwischenzeit nach Osten gewandert ist und den Ostseeraum überquert hat.

Nimmt man für diesen Monat als mittlere Temperatur der Polarfront im Niveau 500 mb -30°C an, so verläuft die Front über die Bottenwiek hinweg.

In Tropopausennähe (300 mb; Abb. 2.2.15.) beginnt sich der Nord-Süd-Gegensatz in der Temperaturverteilung abzubauen. Die Isothermen bieten hier ein recht zerglieder-tes Bild. Grundsätzlich ist es aber dabei immer noch im Norden kälter als im Süden. Die Verteilungen der geopotentiellen Höhe für die mittlere und obere Troposphäre (Abb. 2.2.4., 2.2.5., 2.2.6.) zeigen ein ähnliches Bild wie die Temperaturkarten. Einem schwach ausgebildeten Trog bei ca. 13°E steht ein Anstieg des Geopotentials zum west-russischen Höhenrücken hin gegenüber. Demge-

mäß treten im Westteil des Kartenausschnitts überwiegend Westwinde auf. Über dem Baltikum und Südfinnland wehen dagegen SW - bis WSW-Winde, während im äußeren Nordosten aufgrund eines mehr zonalen Isohypsenverlaufs wiederum Westwinde vorherrschen.

Die Lokalisierung des mittleren polaren Strahlstroms in der 300 mb-Fläche fällt schwer. Möglicherweise tritt ein Windstärkemaximum in einem etwas höheren Niveau auf. So zeigen sich in der 200 mb-Fläche (Abb. 2.2.7.), wenn auch dieses Niveau nicht typisch für den Polarjet ist, nördlich des Polarkreises etwas erhöhte Windgeschwindigkeiten.

Der Sprung vom Winter zum Frühjahr ist gekennzeichnet durch die Beendigung der polaren Nacht. Diese Tatsache bleibt nicht ohne Auswirkung auf die Temperatur- und damit Windverhältnisse der Stratosphäre. Oberhalb der Tropopause nimmt die Temperatur nicht mehr weiter ab, sondern bleibt in gewissen Grenzen konstant (Abb. 2.2.16., 2.2.17., 2.2.18.). Dieses bewirkt, daß das winterliche Temperaturgefälle (Norden kalt, Süden warm) abgebaut wird und sich ins Gegenteil zu verkehren beginnt. Insgesamt erreichen die horizontalen Temperaturgradienten aber keine großen Beträge.

Für die Windverteilung bedeutet dieses, daß die Windgeschwindigkeit mit zunehmender Höhe abnehmen muß. Offensichtlich wird dieses, wenn man die Niveaus 100 und 70 mb miteinander vergleicht (Abb. 2.2.8. und 2.2.9.). Dabei

bleibt das Strömungsbild gegenüber der Troposphäre fast unverändert. Lediglich die Trogachse wandert allmählich nach Osten. Infolgedessen erhalten die Winde im Westen eine geringe Nordkomponente, während im Ostteil des Gebietes die Winde in Westrichtung drehen.

Abschließend sei für den April eine kurze Zusammenfassung gegeben:

a) Temperatur:

In Bodennähe zeigt sich besonders über der Südküste der Ostsee eine zunehmende Erwärmung. Die Temperaturunterschiede der Luft über Land und Wasser sind gegenüber dem Januar fast verschwunden. Der Temperaturverlauf in der freien Troposphäre hat sich zonalisiert und weist einen flachen, kalten Trog längs ca. 15°E auf. Die Polarfront verläuft im 500 mb-Niveau über der Bottenwiek. In der Stratosphäre sind die Temperaturgradienten gering und kehren gegenüber dem Januar ihr Vorzeichen um.

b) Geopotential:

Die geringsten Geopotentialgegensätze innerhalb der vier untersuchten Monate treten im April auf. Die Troposphäre ist geprägt durch einen flachen Trog bei 13°E und einen westrussischen Höhenrücken. Erwähnt werden soll, daß im April und Mai oft blockierende Antizyklogen über dem NE-Atlantik sehr kalte Polarluft nach Skandinavien einfließen lassen ("April-Wetter"; JOHANNESSEN (1970)). In der Stratosphäre lockert der Gradient auf.

c) Winde:

In der Troposphäre wehen im Westteil überwiegend W-Winde, im Ostteil SW-Winde. Beim Übergang in die Stratosphäre drehen die Winde etwas nach rechts und nehmen in ihrer Geschwindigkeit ab. Insgesamt sind die Winde schwächer als im Januar.

d) Feuchte:

Innerhalb der planetarischen Reibungsschicht ist die spezifische Feuchte über der Ostsee etwas erhöht. In der mittleren Troposphäre bildet sich eine Achse trockener Luft längs 13°E .

4.4. JULI

Mit dem Juli wird ein Monat des Hochsommers gezeigt. Im Gegensatz zum Januar ist stark aufgeheiztes Land und eine relativ kühle See zu erwarten, d.h. die Entwicklung von thermischen Tiefs über dem Land wäre begünstigt. Ein Blick auf die Bodenkarten der Temperatur (Abb. 2.3.10.) und des Luftdrucks (Abb. 2.3.1.) zeigt, daß die Erwartungen nicht gänzlich bestätigt werden.

Die Temperaturkarte zeigt eine kräftige Erwärmung über der Norddeutschen Tiefebene, dem Baltikum, dem Umland Stockholms und dem westlichen und südlichen Finnland. Kalte Temperaturen zeigen vor allem die höher gelegenen Regionen. Eine Abkühlung erfährt auch die Luft über der Ostsee. Dennoch ist in dieser Entwicklung bereits im Mai/Juni der Höhepunkt überschritten worden. Im Mittel ist die Luft jetzt nur noch knapp 1°C wärmer als das

Wasser (DEFANT (1972)). Dieses reicht offenbar nicht mehr aus, über dem gesamten Ostseebereich selbständige thermische Drucksysteme aufzubauen (siehe Luftdruckverteilung). Lediglich über der nördlichen Ostsee einschließlich Nordschweden und -finnland zeigen die Druckwerte einen flachen Trog an. Im Bereich von Oslo und des Skagerraks ist der Luftdruck wiederum erniedrigt. Aus der vorliegenden Druckverteilung kann man allerdings ersehen, daß die Luftdruckgegensätze im Norden des betrachteten Gebietes außerordentlich gering sind, während der Druckgradient sich zum Süden hin vergrößert. Den gleichen Eindruck vermittelt auch das Geopotential der 1000 mb-Fläche (Abb. 2.3.2.).

Betrachtet man die Temperaturverteilung mit zunehmender Höhe, so zeigt sich ein von SW nach NE gerichteter Isothermenverlauf, d.h. der Ostseeraum liegt an der Vorderseite eines kalten Troges über dem östlichen Nordatlantik, was die absoluten Topographien bestätigen. Bis ins 700 mb-Niveau (Abb. 2.3.13.) hinein zeigen sich aber noch erhöhte Temperaturen über Südschweden. Die Luft über der Ostsee erscheint immer noch etwas kühler.

Die spezifische Feuchte (Abb. 2.3.19. bis 2.3.23.) erreicht im Juli ihre größten Werte. Die Bodenverteilung (CLINO-Daten) ergibt ein recht kompliziertes Bild. Neben einem Feuchtemaximum über der südwestlichen Nordsee befindet sich ein noch intensiveres über der mecklenburgischen Küste und der Odermündung. Erhöht ist die Feuchte auch über weiten Teilen der Ostsee, während die

Minima über Norwegen/Schweden (Gebirge!), der Finnmark sowie Karelien liegen. In der 1000 mb-Karte fällt der starke Feuchtegradient über der baltischen Küste auf; außerdem fehlt das mecklenburgische Maximum. Mit zunehmender Höhe stellen sich zwei Achsen mit erniedrigter Feuchte ein, und zwar ausgehend von den Lofoten erstens über Südschweden hinweg und zweitens nach Finnland hinein. Dazwischen liegt der Bereich der östlichen Ostsee mit höheren Feuchten, selbst noch im 500 mb-Niveau.

Der bereits weiter oben angesprochene Temperaturverlauf der unteren Troposphäre setzt sich im Groben auch in deren oberen Teil fort (Abb. 2.3.14. und 2.3.15.). Dabei setzt sich aber von den Lofoten her nach Südosten etwas kühlere Luft durch. Vergleicht man den Juli mit den übrigen untersuchten Monaten, so bestätigt sich die Tatsache, daß im Sommer die geringsten meridionalen Temperaturgegensätze im Laufe des Jahres auftreten. Zur Tropopause hin wird das verbleibende Gefälle weiter abgebaut, bis zwischen dem 300- und 200 mb-Niveau (Abb. 2.3.15. und 2.3.16.) der Übergang in die Stratosphäre mit einer vollständigen Temperaturumkehr vollzogen wird.

Die Darstellungen der geopotentiellen Höhe (Abb. 2.3.3. bis 2.3.7.) zeigen, daß das untersuchte Gebiet an der Ostseite eines flachen Trogas über dem östlichen Nordatlantik liegt. Über der Norddeutschen Tiefebene herrschen Westwinde vor, die über dem Baltikum auf WSW drehen. Aus SW weht der mittlere Wind über Skandinavien, der hier aber eine geringere Windgeschwindigkeit erreicht

als im Süden. Eine Zunahme des Windes findet bis ins 300 mb-Niveau statt, wo, wie auch im nächsthöheren 200 mb-Niveau, die im Süden verstärkte Isohypsendrängung mit den kräftigeren Winden offenkundig ins Auge fällt. Über Nordskandinavien treten geringere Gradienten auf, da der polare Strahlstrom mittlerweile nach Norden aus dem Kartenausschnitt herausgewandert ist. Dagegen wird das Windfeld über der südlichen Ostsee bereits vom Subtropenjet beeinflusst, dessen mittlere Lage im Juli bis zu den Alpen heraufreicht.

Die stratosphärischen Druckflächen 100 und 70 mb (Abb. 2.3.8. und 2.3.9.) zeigen bei sich abschwächenden rückdrehenden Winden den Übergang in einen fast meridionalen Verlauf der Isohypsen. Damit wird der Wechsel zum sommerlichen stratosphärischen Hoch vorbereitet, das in ca. 50 mb über der Polarkalotte liegt.

Abschließend sei wieder eine Kurzzusammenfassung gegeben:

a) Temperatur:

Im Juli herrschen die geringsten Temperaturgegensätze. Über Land kommt es zur Aufheizung der Luft. Die Ostsee hat dagegen einen abkühlenden Einfluß, der allerdings im Mai/Juni seinen Höhepunkt besaß. Dennoch macht sich der Effekt bis ins 700 mb-Niveau bemerkbar. - In der Stratosphäre kommt es zur Temperaturumkehr.

b) Geopotential:

Die Temperaturverteilung hat nahezu keinen Einfluß auf die Druckverhältnisse. Die Ostseeregion liegt auf der

Vorderseite eines Trogas über dem Nordostatlantik.
In der Stratosphäre findet der Übergang zum sommerlichen Polarhoch statt.

c) Winde:

Infolge abgeschwächter meridionaler Gegensätze bestimmen den Monat mäßig starke Winde, die über der südlichen Ostsee stärker als im Norden sind. Die häufigsten Windrichtungen sind W (Norddeutsche Tiefebene) und SW. In der Stratosphäre oberhalb 200 mb schwächen sich die Winde stark ab und drehen in eine mehr südliche Richtung.

d) Feuchte:

Über der Ostsee treten erhöhte spezifische Feuchten auf, was auch noch in größeren Höhen feststellbar ist.

4.5. OKTOBER

Obwohl der Oktober erst in der Mitte des Herbstes steht, besitzt er dennoch bereits einen winterlichen Charakter. Dieser zeigt sich bei der Betrachtung des Komplexes Land - Wasser und besonders deutlich bei der gesamten troposphärischen Zirkulation.

Wie ein Blick auf die von LENZ (1971) bearbeiteten Wassertemperaturen der Ostseeoberfläche zeigt, tritt vom September zum Oktober ein deutlicher Strukturwandel ein: Treten im ersten Monat in Küstennähe höhere Temperaturen als auf dem freien Wasser auf, so kehrt sich diese Konstellation im darauffolgenden Monat um, d.h. die Ab-

kühlung über Land ist stärker als über See. Die Lufttemperaturen liegen über der Ostsee ca. 1°C unter den Wassertemperaturen (DEFANT (1972)). Diese Differenz wird sich aber zum Winter hin noch vergrößern (siehe 4.2.).

Folglich tritt in Bodennähe (Abb. 2.4.10. und 2.4.11.) über dem Wasser wieder eine Erwärmung der Luft auf. Andererseits ist deutlich die Abkühlung über Norwegen, Schweden, Finnland und dem west-russischen Raum zu erkennen. Im 850 mb-Niveau (Abb. 2.4.12.) zeigen die Isothermen bereits einen glatteren Verlauf; der Ostsee-Einfluß scheint hier sein Ende zu finden.

In den von der Ostsee beeinflussten Küstengebieten fallen die Lufttemperaturen in Bodennähe nach SOLANTIE (1968) am stärksten im August und September, dann aber geht im Gegensatz zu Inlandstationen der Temperaturrückgang langsamer vonstatten.

Noch reicht die Wärmeabgabe der Ostsee an die Luft aber offenbar nicht dazu aus, das Luftdruckfeld wesentlich zu beeinflussen. So verlaufen die Isobaren nur wenig gestört von WSW nach ENE (Abb. 2.4.1.). Entsprechendes gilt für die Isohypsen der 1000 mb-Fläche (Abb. 2.4.2.). Der Druckgradient nimmt dabei, verglichen mit den übrigen Monaten, recht beträchtliche Werte an. So tritt zwischen dem Nordkap und Polen eine Druckdifferenz von rund 16 mb auf. Die Karten der spezifischen Feuchte (Abb. 2.4.19. bis 2.4.21.) zeigen wiederum über der Ostsee erhöhte Feuchten sowie das Vordringen maritimer Luftmassen in den baltischen Raum. Auffällig ist

dabei aber die niedrige Feuchte im mecklenburgisch-pommerschen Raum, wogegen im 850 mb-Niveau über Polen ein Gebiet mit höherer Feuchte liegt. Die niedrigsten Feuchten werden gemäß der Temperaturverteilung über Lappland gefunden. Mit zunehmender Höhe (Abb. 2.4.22. und 2.4.23.) verschwimmt der Ostsee-Einfluß immer mehr. Es bildet sich über der südlichen Ostsee samt Umland ein Feuchteminimum aus, während das Baltikum weiterhin etwas höhere Werte aufzuweisen hat. Das Temperaturfeld der mittleren Troposphäre (Abb. 2.4.13. und 2.4.14.) zeigt mit wachsender Höhe eine Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten, der in seiner Größe den Januar-Verhältnissen gleicht, obwohl, absolut gesehen, die Temperaturen natürlich höher liegen. Von NW kommend, biegen die Isothermen bei Erreichen der Festländer in eine nach ESE weisende Richtung um; im Lee des Gebirges kommt es dabei zu einer leichten Welligkeit. Die Polarfront durchstößt die 500 mb-Fläche nach DEFANT (1972) über der nördlichen Ostsee bei einer Mitteltemperatur von -25°C . Weiter oberhalb beginnt sich der Temperaturgradient wieder abzuschwächen, um zwischen dem 300- und 200 mb-Niveau (Abb. 2.4.15. und 2.4.16.) das Vorzeichen zu wechseln. In der Stratosphäre werden die sommerlichen Verhältnisse abgebaut, d.h. der Betrag des Gradienten verringert sich, da sich die Strahlungsverhältnisse mit Richtung auf die polare Nacht verschlechtern.

Die Isohypsen der absoluten Topographien (Abb. 2.4.3. bis 2.4.7.) zeigen einen recht zonalen Verlauf, der nach

Osten hin sich an die Rückseite eines Trogés über Rußland schmiegt. Über der Ostsee kommt es zur Aufwölbung eines flachen Hochdruckkeiles, was wohl als Lee-Effekt der Skanden zu deuten ist, der besonders stark nördlich des Polarkreises ausgeprägt zu sein scheint. Entsprechend diesem allgemeinen Verlauf ist die Hauptwindrichtung West, und zwar mit einer relativ hohen Beständigkeit. Mit Annäherung an die Trogvorderseite erhalten die Winde eine kleine Nordkomponente.

Ein besonderes Kennzeichen dieses Monats ist, daß hier die größten Druckflächenneigungen und damit die kräftigsten Winde auftreten. Selbst der Januar zeigt geringere Werte.

Mit der 300 mb-Fläche wird in etwa das Niveau des polaren Strahlstroms erreicht. Anhand der leicht erhöhten Windgeschwindigkeiten, der etwas engeren Isohypsenführung und einer an späterer Stelle (5.4. und 7.4.) durchgeführten Tropopausenanalyse läßt sich der Jet entlang der Linie Oslo - Stockholm - Estland verfolgen. Dieses ist, verglichen mit dem Januar (4.2.), eine recht südliche und daher winterliche Bahn.

In der Stratosphäre (Abb. 2.4.8. und 2.4.9.) bleibt die Strömungsrichtung weitgehend erhalten, zumal auch das sommerliche Hoch der höheren Stratosphäre bereits Ende August durch tiefen Druck abgelöst wurde; allerdings ist der west-russische Trog besser ausgeprägt. Gemäß des immer noch gegenläufig wirkenden thermischen Windes werden die hohen Windgeschwindigkeiten allmählich abgebaut.

Abschließend seien die wesentlichsten Punkte des Oktobers in Kürze angegeben:

a) Temperatur:

Innerhalb der planetarischen Reibungsschicht kommt es zu einer Erwärmung der Luft über der Ostsee. Die horizontalen Temperaturgegensätze in der Troposphäre sind denen des Januar vergleichbar. In der Stratosphäre kommt es zu einer Umkehr des Temperaturgefälles.

b) Geopotential:

In der Troposphäre ist der Isohypsenverlauf ziemlich zonal ausgerichtet bei einer Wellenbildung hinter dem skandinavischen Gebirge. Im Osten kommt es zum Anschluß an einen west-russischen Trog. Der meridionale Gradient erreicht den größten Wert unter den untersuchten vier Monaten. In der Stratosphäre bildet sich der Trog im Osten weiter heraus; dabei lockert der Gradient auf.

c) Winde:

Es herrschen entsprechend dem Geopotentialgefälle starke W-, im Ostteil WNW - Winde vor. Der Polarjet verläuft in etwa entlang 60°N .

d) Feuchte:

In der unteren Troposphäre ist die spezifische Feuchte über der Ostsee höher. Dabei dringt feuchte Luft ins Baltikum ein.

4.6. VERGLEICHENDE BETRACHTUNG

An dieser Stelle soll noch einmal das jahreszeitliche Wechselspiel zwischen troposphärischen Trögen und Hochdruckrücken zusammengestellt werden. Über die zeitlichen Veränderungen von Temperatur und Feuchte wird noch in Kap. 6 berichtet werden. Außerdem wird hier noch eine Übersicht über die horizontalen Gegensätze und deren jahreszeitliche Änderung gegeben.

Geht man von der Konstellation eines Troges über Osteuropa und eines Rückens etwas westlich von 0° Länge aus, wie es für den Januar in 4.2. beschrieben wurde, so zeigt dieses System vom Februar zum März eine Verlagerung nach Osten. Im März tritt dann ein Hochdruckrücken über der Nordsee auf, der sich zum April hin wieder etwas nach Westen zurückzieht und abschwächt; quasi als Ausgleich etabliert sich der Trog bei 13°E . Wiederum eine Ostdrift setzt zum Sommer hin ein; der Rücken verschwindet weit im Osten, ein flacher Trog bildet sich über dem Nordostatlantik heraus. Vom August zum September beginnt wieder eine westwärtige Wanderung, so daß im Oktober ein flacher Rücken über Nordeuropa und ein flacher, breiter Trog über Rußland liegt. Bei weiterem Fortschreiten wird wieder der Anfangspunkt, der Januar, erreicht. - Ein hemisphärisches Bild vermitteln hierzu die Mittelkarten von SCHERHAG und Mitarbeitern (1969); eine Darstellung speziell für den Ostseeraum findet man auch bei DEFANT (1972).

Um eine Vorstellung von den jahreszeitlich wechselnden

Druck-, Temperatur- und Feuchtegradienten zu bekommen, wurden auf jeder Karte die Stationen mit dem niedrigsten und dem höchsten Wert herausgesucht, wobei ersterer meist im Norden, letzterer im Süden lag (Ausnahme: stratosphärischer Sommer). Die Differenzen zwischen Nord- und Südwert wurden in Tab. 4 notiert. Beim Geopotential wurde auf die beiden stratosphärischen Niveaus verzichtet, da zu wenig Stationswerte vorhanden waren. Deutlich fällt in Tab. 4a die große Isohypsendrängung im Oktober auf, wogegen im April und Juli die Werte auf ungefähr die Hälfte gesunken sind. Es sei auf den 200 mb-Wert des Juli hingewiesen, der die Auflockerung des Gradienten in der Stratosphäre andeutet, der einhergeht mit der sommerlichen Erwärmung der hohen Breiten, was sehr gut die Tab. 4b zeigt. Im Gegensatz dazu tritt die polare Nacht im Januar deutlich hervor. Die geringsten troposphärischen Temperaturgegensätze treten erwartungsgemäß im Juli auf. Bei Tab. 4c der spezifischen Feuchte ist die starke Temperaturabhängigkeit dieser Größe zu berücksichtigen.

5. VERGLEICHENDE VERTIKALPROFILE

Neben ausgesuchten Profilen der Temperatur und der spezifischen Feuchte werden auch solche der relativen Feuchte präsentiert. Dieses geschieht, um die Temperaturabhängigkeit der spezifischen Feuchte weitgehend ausschalten und damit einen besseren Überblick über den Grad der Sättigung zu bekommen. Die Bestimmung der

Tabelle 4 : Differenz zwischen maximalem und minimalem Wert des Kartenausschnitts
(Ein negatives Vorzeichen gibt an, daß die niedrigen Daten im Norden liegen.)

a) Geopotentielle Höhe

Niveau [mb]	Januar	April	Juli	Oktober
200	-382 gpm	-288 gpm	-247 gpm	-444 gpm
300	-369 gpm	-264 gpm	-262 gpm	-420 gpm
500	-254 gpm	-168 gpm	-169 gpm	-312 gpm
700	-158 gpm	- 91 gpm	-116 gpm	-208 gpm
850	-102 gpm	- 54 gpm	- 84 gpm	-153 gpm
1000	- 90 gpm	- 28 gpm	- 58 gpm	-120 gpm
Boden	-12,4 mb	- 3,5 mb	- 7,2 mb	-15,7 mb

b) Temperatur [°C]

Niveau [mb]	Januar	April	Juli	Oktober
70	- 8,3	+ 1,9	+ 7,3	+ 2,8
100	- 8,2	(1,9) *	+ 7,4	+ 4,7
200	- 3,4	+ 2,5	+ 7,1	+ 5,0
300	- 5,6	- 4,6	- 5,1	- 7,2
500	- 9,3	- 7,1	- 5,9	-10,0
700	-10,5	- 8,6	- 5,5	-10,3
850	-10,9	- 9,6	- 6,0	-10,2
1000	-13,2	- 9,0	- 7,2	- 8,1
Boden	-17,4	-11,6	-10,9	-12,1

* Temperaturgefälle von W nach E

c) Spezifische Feuchte [g Wasserdampf / kg feuchte Luft]

Niveau [mb]	Januar	April	Juli	Oktober
500	- 0,2	- 0,3	- 0,4	- 0,3
700	- 0,7	- 1,0	- 1,0	- 1,0
850	- 1,5	- 2,0	- 2,2	- 1,7
1000	- 2,3	- 2,3	- 2,3	- 3,1
Boden	- 2,6	- 2,9	- 3,7	- 3,4

relativen Feuchte ist in 3.1.2. angegeben.

Untersucht wurden ausgewählte Stationen, die sich durch ihre Lage und ihr Datenmaterial auszeichneten, und zwar die Ostsee-Küstenstationen Lulea, Stockholm, Jokioinen, Leningrad, Kaliningrad, Schleswig, die Inland-Stationen Jyvaskyla und Kaunas, sowie die atlantische Vergleichsstation Orland.

5.1. JANUAR

Zunächst wird ein Vergleich zwischen zwei finnischen Stationen dargestellt, und zwar dem küstennahen Jokioinen und dem inländischen Jyvaskyla. In diesem Zusammenhang sei auf die Beschreibung des Wärmetiefs über der Ostsee hingewiesen (4.2.).

Betrachtet man die Temperaturprofile beider Stationen (Abb. 3.1.1.), so ist die Atmosphäre über Jyvaskyla ca. $1,5^{\circ}\text{C}$ kälter als die Nachbarstation, zumindest was die Troposphäre oberhalb der Reibungsschicht betrifft. Dieses kann mit der höheren Breitenlage begründet werden. Unterhalb 850 mb jedoch vergrößert sich die Temperaturdifferenz bis auf ca. $3,3^{\circ}\text{C}$ in 950 mb. (Die 1000 mb-Werte sind leider nicht repräsentativ.) Dabei tritt bei Jyvaskyla eine Inversion auf, während der Temperaturgradient bei Jokioinen noch nicht einmal die Isothermie erreicht. Dieses kann nur damit erklärt werden, daß die winterliche Auskühlung im Inland voll zum Tragen kommt, während die See einen mildernden Einfluß ausübt. Auf

die küstennahen südlichen Winde in Finnland wurde schon hingewiesen.

Die Seenähe bewirkt bei Jokioinen auch eine Feuchtezunahme (Abb. 3.1.2.); sowohl die spezifische als auch die relative Feuchte weisen unterhalb 850 mb höhere Werte als bei Jyvaskyla auf. Oberhalb zeigen beide mittleren Aufstiege den gleichen Verlauf.

Ähnliche Verhältnisse ließen sich auch mit dem Stationspaar Kaliningrad - Kaunas zeigen; leider sind die Daten hier nicht so gut belegt.

Als nächstes sollen zwei Stationen miteinander verglichen werden, wovon eine an der Westküste, die andere an der Ostküste der Ostsee liegt. Ausgewählt wurden Stockholm und Leningrad. Hinzugezogen wird noch Orland, das als ozeanischer Vergleich dienen soll. Abb. 3.1.3. zeigt die vertikalen Verteilungen der relativen Feuchte, Abb. 3.1.4. die der Temperatur in dem unteren Teil der Troposphäre. Es ist auch angebracht, hier den Vertikalschnitt entlang 60°N für die relative Feuchte (Abb. 5.1.4.) hinzuzuziehen, obwohl dieser erst in Kap. 7 beschrieben wird.

Von Interesse ist eine bodennahe Schicht bis 700 mb. Die relative Feuchte ist über Leningrad bis fast 6 % größer als über Stockholm (abgesehen von unsicheren Werten in unmittelbarer Bodennähe). Den Ausgangspunkt findet diese Tatsache offenbar darin, daß im Januar das

Wasser vor und im Finnischen Meerbusen wesentlich wärmer ist als die Luft; außerdem ist um diese Zeit im Mittel dieser Meeresarm noch weitgehend eisfrei, ausgenommen hiervon ist das Leningrader Ende. Damit aber ist die Bedingung für eine instabile Schichtung in der wassernahen Luftschicht gegeben, in der es im Mittel zu einer Vertikalkonvektion und damit zu einem Vertikaltransport von Feuchtigkeit kommt (Wärmetief !), die sich bei der Ostküstenstation noch in der Erhöhung der relativen Feuchte bemerkbar macht. In etwas höheren Schichten erfüllen die Westwinde Transportfunktionen. Jedoch nimmt sich diese Einflußnahme der Ostsee nur gering aus gegenüber der Feuchteanreicherung, die die atlantisch, maritime Luft erfährt, wie das Beispiel Orland zeigt, denn dort treten mit Ausnahme der Bodennähe wesentlich höhere relative Feuchten auf. Eine mögliche Erklärung können die Temperaturprofile geben. Offenbar neigen die innerskandinavischen Stationen eher dazu, Bodeninversionen auszubilden, da sich der Temperaturgradient der mittleren Aufstiege zum Boden hin stark abschwächt, was bei Orland nicht der Fall ist. Dadurch kann die Feuchtigkeit in größere Höhen gebracht werden, unbehindert durch auftretende Sperrschichten.

5.2. APRIL

Wie schon bei den Horizontalkarten ausgeführt, tritt im April ein allgemeiner Ausgleich ein; ein Ostsee-Einfluß ist kaum feststellbar. Wesentlich wird die Temperatur

durch die Breitenlage der Station beeinflusst. Die Neigung zu winterlichen Bodeninversionen wird nicht mehr beobachtet.

Aufgrund der vorherrschenden W- bis WSW-Winde treten an den Ostsee-Stationen Schleswig, Kaliningrad und Leningrad wesentlich höhere relative Feuchten als an den übrigen auf. - Eine Tendenz, die bis zum Juli anhalten wird, zeigt sich bei diversen Stationen, nämlich eine Abnahme der relativen Feuchte in Bodennähe. Ein Beispiel hierfür ist auch Jokioinen, dessen Profile als Muster für den April in Abb. 3.2. gezeigt werden.

5.3. JULI

Bei Vergleichen von Inland-Stationen mit Ostsee-Küstenstationen treten keine Effekte auf, die auf einen speziellen Ostsee-Einfluß schließen ließen. Der Grund hierfür wurde schon bei den Horizontalverteilungen (Kap. 4.4.) angesprochen.

Dagegen gibt es deutliche Unterschiede im Temperaturverlauf der bodennahen Schicht zwischen Stationen an der Atlantik- bzw. Nordseeküste und den übrigen Stationen des betrachteten Gebietes. Während ein kühler Untergrund (Ozeanwasser) für stabile Schichtungsverhältnisse sorgt, macht sich über Land die starke Aufheizung auch in mittleren Profilen mit einem stärkeren vertikalen Temperaturgradienten bemerkbar, die Schichtung wird etwas labiler. Ausgewählt und dargestellt wurden die

Stationspaare Orland - Lulea und Schleswig - Jokioinen in Abb. 3.3.1. Nachstehend seien die Temperaturgradienten $\Delta T / \Delta z$ zwischen 900 und 950 mb angegeben:

- a) Orland: - 0,58°C/100 m ; Lulea: - 0,71°C/100 m
b) Schleswig: - 0,60°C/100 m ; Jokioinen: - 0,76°C/100 m.

Eine weitere Eigentümlichkeit des Sommers deutete sich schon im April an. Die Profile der relativen Feuchte (Abb. 3.3.2.) zeigen, daß über dem Ostsee-Gebiet unterhalb 850 mb Austrocknung gegenüber den direkt atlantisch beeinflussten Stationen (Orland und auch Schleswig) eintritt. Die Austrocknung verstärkt sich über dem Bereich der nördlichen Ostsee, wie ein Vergleich zwischen Jokioinen und Kaliningrad veranschaulicht. Diese Erscheinung wurde für das Bodenniveau schon von DEFANT (1972) erwähnt. Die Ursache ist darin zu sehen, daß die Land- und Gebirgsmassen ihre abschirmende Wirkung (insbesondere im Norden) erfüllen und die Verdunstung über der Ostsee durch die kühlen Wassertemperaturen nicht begünstigt wird. Vergleiche zwischen Ostseeküsten- und inländischen Stationen zeigten daher auch keine Unterschiede bei der relativen Feuchte.

5.4. OKTOBER

In Abb. 3.4.1. sind die Temperaturprofile von Schleswig und Sundsvall einander gegenübergestellt. Schleswig liegt, wie in Kap. 4.5. festgestellt wurde, im Mittel südlich des polaren Strahlstroms und daher in gemäßigter Luft, während Sundsvall etwas nördlich des Jets liegt.

Bei beiden Temperaturprofilen wurde nun versucht, die mittlere Tropopausenlage zu ermitteln. Dazu wurde die Höhe des Schnittpunkts bestimmt, der entsteht, wenn man den Aufstieg mit dem troposphärischen Temperaturgradienten nach oben, mit dem stratosphärischen nach unten verlängert. Hiernach lag die Tropopause über Schleswig bei 220 mb und bei Sundsvall entsprechend niedriger (267 mb). Deutlich ist die stratosphärische Temperaturumkehr zu erkennen; nach einer wärmeren Troposphäre wird in der gemäßigten Luft (Schleswig) die Tropopause später erreicht. Die dort erzielten kälteren Temperaturen werden beibehalten. - Die hier angedeuteten Aspekte werden in Kap. 7 weiter verfolgt.

Abb. 3.4.2. mit den Temperaturprofilen von Orland, Stockholm und Leningrad zeigt bereits herbstliche Verhältnisse. Während nach Osten zu sich entsprechend zunehmender Kontinentalität verstärkte Abkühlung bemerkbar macht, wird der Temperaturabfall an der Ostküste des Atlantiks gebremst. Umgekehrt zum Juli sorgt die Temperaturabnahme in den untersten Atmosphärenschichten für stabilere Schichtungsverhältnisse und weniger starke Temperaturabnahmen mit der Höhe. Dagegen wird der Absolutwert des vertikalen Temperaturgradienten in der Nähe des warmen Ozeanwassers erhöht. Die übrigen Temperaturverläufe in der Troposphäre entsprechen der Lage zum kühlen Trog über Westrußland (siehe Kap. 4.5.).

Im Oktober macht sich jedoch noch nicht ein eigenständiger Ostsee-Einfluß wie im Januar bemerkbar. - Eine Abnahme

der relativen Feuchte zum Boden hin, wie sie im Juli bestanden hatte, ließ sich nicht mehr feststellen.

6. ZEITSCHNITTE

Wurden bisher nur "Stichproben" der einzelnen Jahreszeiten in Form der Monate Januar, April, Juli und Oktober untersucht, so soll jetzt der zeitliche Ablauf einzelner Parameter unter Verwendung aller zwölf Monate behandelt werden. Dabei werden hauptsächlich die schon im vorigen Kapitel benutzten Stationen herangezogen, nämlich Lulea, Stockholm, Jokioinen, Leningrad, Kaliningrad, Schleswig und Orland. Für sie wurden in Vertikalschnitten die Jahresgänge der Temperatur, der spezifischen und relativen Feuchte dargestellt. Windbetrachtungen für einzelne Niveaus wurden für Stockholm und Schleswig durchgeführt.

6.1. TEMPERATUR

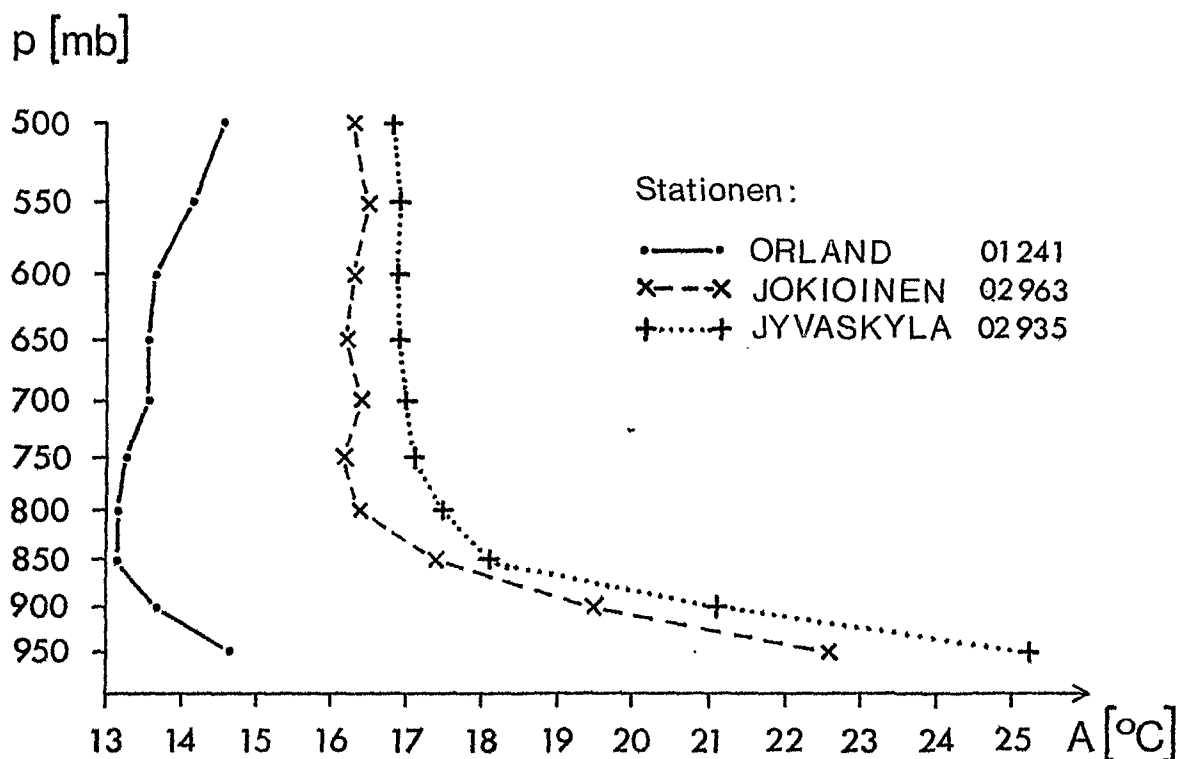
Zunächst wird auf die troposphärischen Verhältnisse eingegangen. Das Temperaturminimum wird im Februar angenommen. Ausnahmen davon sind in Bodennähe möglich, wenn insbesondere im Januar die Neigung zu Bodeninversionen bzw. -isothermien groß ist. Dann ist das Minimum in diesen Monat vorgezogen, was bei den schon recht kontinentalen Stationen Lulea (Abb. 4.1.2.), Jokioinen (Abb. 4.1.4.), Leningrad (Abb. 4.1.6.) und auch Kaliningrad (Abb. 4.1.7.) der Fall ist.

Die Frühjahrserwärmung ist zum größten Teil im Juni abgeschlossen. Sie setzt bereits vom Februar zum März hin ein. Bei den atlantischen Stationen (Orland (Abb. 4.1.1.), Schleswig (Abb. 4.1.5.)) wird der sonst rasche Temperaturanstieg gedämpft.

Das sommerliche Maximum wird i.a. in der Zeit von Juli bis August erreicht. Allerdings kommt es ab Juni nur noch zu einer geringen zusätzlichen Erwärmung, die ihre größten Werte noch bei Lulea erreicht. Bei dieser Station tritt ein eindeutiges Maximum auch erst im August auf. Ein August-Maximum ist auch über Orland zu finden, nachdem im Juli sogar ein sekundäres Minimum auftritt. Existieren sonst die maximalen Werte in Bodennähe im Juli, so besitzen die beiden atlantischen Stationen diese erst im August. Der herbstliche Temperaturrückgang beginnt bereits zwischen August und September und hält unvermindert bis zum Dezember an. Herausgezögert wird dieser Abfall bis zum Oktober über den beiden südlichen Stationen Schleswig und Kaliningrad, was mit einem um diese Jahreszeit günstigeren Strahlungsangebot erklärt werden kann.

Bisher wurden nur Unterschiede zwischen unmittelbar atlantisch beeinflussten Stationen und dem übrigen Raum aufgezeigt. Es stellt sich jedoch noch die Frage, ob die Ostsee selbst auch einen prägenden Einfluß auf den Jahresgang der Lufttemperatur hat. Zu diesem Zweck sei auf die Text - Abb. 1 verwiesen. Als ein Maß für die

Kontinentalität eines Ortes gilt die Differenz A zwischen den Monaten mit



Text-Abb. 1 Jahresschwankungen der Monatsmitteltemperaturen

der wärmsten und der kältesten Mitteltemperatur. In der Text-Abb. wurde A verschiedener Stationen gegen die Höhe aufgetragen. Deutlich hebt sich die ozeanische Station Orland von den finnischen Stationen Jokioinen und Jyvaskyla ab. Die Zunahme von A in Bodennähe bleibt bei Orland gering, in Finnland ist sie jedoch beträchtlich. Bemerkenswert ist aber der gegenüber Jokioinen stärkere Zuwachs von Jyvaskyla. Beträgt die Differenz zwischen beiden A-Werten in 850 mb $0,7^{\circ}\text{C}$, so steigt sie auf $2,6^{\circ}\text{C}$

in 950 mb. Hier macht sich ein geringer, aber durchaus vorhandener, mildernder Einfluß der Ostsee auf ein küstennahes Gebiet bemerkbar, worauf ja auch schon in 4.2. eingegangen wurde.

In der Stratosphäre sind die höchsten Temperaturen im Juli anzutreffen. Während des Winters zeigt sich in den oberen Teilen die weitergehende Auskühlung durch die polare Nacht, nachdem etwas oberhalb der Tropopause zunächst Isothermie geherrscht hat. Selbstverständlich macht sich die Polarnacht bei den nördlichen Stationen intensiver bemerkbar.

6.2. FEUCHTE

Während sich im Verlauf der spezifischen Feuchte in erster Linie der mittlere Temperaturablauf eines Jahres widerspiegelt, gibt die relative Feuchte ein differenzierteres Bild. Ein Jahresgang ist hier i.a. am Boden am stärksten ausgeprägt; innerhalb der Reibungsschicht erfolgt eine deutliche Prägung durch den Untergrund. Oberhalb 600 bis 700 mb ist kein Jahresgang mehr festzustellen.

Der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre ist am geringsten in den Monaten Januar und Februar. Dabei ist das Minimum in Bodennähe mehr zum Januar hin verschoben bei den Stationen, deren Neigung zu Bodeninversionen oben schon beschrieben wurde. Deutliche Minima im Februar treten bei Orland (Abb. 4.2.1. oben), Schleswig

(Abb. 4.2.5. oben) und Stockholm (Abb. 4.2.3. oben) auf. Nach einem stetigen Anstieg der spezifischen Feuchte im Frühjahr werden die Maximalwerte in der Zeit Juli bis August erreicht. Danach setzt sofort der herbstliche Rückgang ein. Verzögert wird dieser Abfall bis Ende September in Höhen oberhalb 700 mb über den Stationen Orland, Schleswig, Kaliningrad (Abb. 4.2.7. oben) und Jokioinen (Abb. 4.2.4. oben).

Die Betrachtung der relativen Feuchte in der planetarischen Grenzschicht läßt wieder einen Unterschied zwischen atlantisch beeinflussten Stationen (Orland, Schleswig) und Stationen der nördlichen Ostsee (Lulea, Jokioinen, Stockholm) erkennen. Bei letzteren tritt in den Monaten Mai und Juni eine Verringerung der relativen Feuchte auf, die bei den ozeanischen Stationen wesentlich schwächer ausgeprägt ist und zudem (zumindest bei Orland) mehr in den Frühjahrsbeginn (März) rückt. Die niedrige relative Feuchte ist zusammen mit der häufigen Ausbildung eines Hochdruckkeiles von den Azoren her nach Nordeuropa zu sehen, wie es die Pentadenkarten des Luftdrucks von TRENKLE zeigen (siehe LINKE und BAUR (1962)). Dadurch wird der Ostseebereich dem direkten Zugriff maritimer, feuchter Luftmassen weniger stark ausgesetzt. Im Norden kommt zusätzlich die Schutzfunktion des Gebirges hinzu.

Die größten relativen Feuchten mit z.T. über 80 % fallen in die Zeit des Spätherbstes und Frühwinters.

Ab 850 mb aufwärts sind zumeist höhere relative Feuchten in der warmen Jahreszeit, niedrigere während des Winters zu beobachten. Im Sommer ist dabei wiederum die schon bei den Vertikalprofilen (Kap. 5.3.) festgestellte Austrocknung in Bodennähe zu erkennen (Lulea, Jokioinen, Stockholm).

Oberhalb von 700 mb treten kaum noch jahreszeitliche Unterschiede bei den relativen Feuchten auf.

6.3. WIND

Zeitreihen von Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Stetigkeit der Niveaus 850 mb (Obergrenze der planetarischen Grenzschicht), 500 mb (mittlere Troposphäre) und 300 mb (Strahlstromniveau) wurden angefertigt für die Stationen Stockholm und Schleswig (Abb. 4.3.1.1. bis 4.3.1.3. und 4.3.2.1. bis 4.3.2.3.). Dabei zeigten die Jahresgänge ähnliche Eigenschaften.

Entsprechend den früher beschriebenen Lagen der Tröge und Rücken gestaltet sich die Windrichtung. Im Winter besitzen die mittleren Winde eine nördliche Komponente, die zu NW - bis WNW - Winden führt. Das Frühjahr zeigt ein Rückdrehen des Windes, so daß im April W - Winde vorherrschen. Während des Sommers treten dann überwiegend WSW - Winde auf, die in der unteren Troposphäre über Schleswig sogar auf SW im Mai drehen. Der Übergang zu winterlichen Verhältnissen erfolgt dann erst vom November zum Dezember.

Die maximalen Windgeschwindigkeiten werden in allen Niveaus im Oktober erreicht. Nach einem sekundären Minimum im Dezember verstärkt sich die Strömung im Januar wieder. Im Anschluß an einen Rückgang im Frühjahr fällt das Maximum im Juli auf, das besonders bei Schleswig ausgeprägt ist. Es ist möglich, hierin eine Einflußnahme des subtropischen Starkwindbandes zu sehen. Während des gesamten Jahres tritt im unteren Niveau 850 mb über Schleswig eine etwas höhere Windgeschwindigkeit als über Stockholm auf.

Wie die Abbildungen zeigen, ist die Windgeschwindigkeit stark mit der Beständigkeit korreliert. Somit treten im Juli und im Herbst die größten Stetigkeiten mit der Größenordnung von 60 % auf, wozu aber immer noch ein 50 % - Einzugswinkel α_{50} von ca. 80° gehört (siehe Kap. 3.2.2.), was die unbeständigen Witterungsverhältnisse dieser Region unterstreicht.

7. GEOGRAPHISCH ORIENTIERTE VERTIKALSCHNITTE

In die Betrachtungen einbezogen wurden die Temperatur, die spezifische und relative Feuchte der Monate Januar, April, Juli und Oktober. Die Vertikalschnitte wurden durch die südliche Ostsee (55°N), die Aland-See und den Finnischen Meerbusen (60°N) sowie in Längserstreckung durch die Botten- und Gotlandsee (20°E) gelegt. Die Lage der Schnitte einschließlich der verwendeten Stationen zeigt Abb. 1.2.

7.1. JANUAR

Zunächst sei der Schnitt entlang 55°N betrachtet. In der unteren Troposphäre (insbesondere unterhalb 700 mb) treffen Luftmassen mit relativ milden, ozeanisch gefärbten Temperaturen auf die dänische Landbrücke, wo es zu einem ersten Temperaturabfall kommt (Abb. 5.1.1.). Über der sich nach Osten anschließenden warmen Ostsee wird der Temperaturrückgang vorerst abgeschwächt, um dann beim Auftreffen auf Land bei Kaliningrad einigermaßen abrupt (besonders in Bodennähe) zu kontinentalen Verhältnissen überzugehen (siehe auch Abb. 2.1.11.). In der mittleren und oberen Troposphäre ist ein steter, aber schwacher Temperaturabfall bei Annäherung an den west-russischen Trog festzustellen.

Der Feuchteschnitt (Abb. 5.1.2./5.1.3.) zeigt eine Reduzierung der spezifischen Feuchte im Bereich der dänischen Landbrücke, ein Effekt, der im ganzen unteren Teil der Troposphäre festzustellen ist. Auch die relative Feuchte erniedrigt sich; die Änderung nimmt nach oben hin zu. Über der Ostsee kommt es dann unterhalb 800 mb wieder zu einer Wasserdampfanreicherung, die über Land wieder rasch abgebaut wird, da für die Verdunstung keine Quelle vorhanden ist. In höheren Schichten kommt es aber auch hier zu einem stetigen Feuchteanstieg (siehe auch Kap. 4.2.). Möglicherweise führt die Labilität über dem warmen Ostseewasser zu einem Wasserdampftransport in höhere Schichten; die Westwinde sorgen dann für eine Ostwärtsverfrachtung. Ähnliches sagt auch die relative

Feuchte aus, die nach einem Anstieg über Wasser im Osten bei 600 bis 700 mb erhöhte Werte zeigt. In Bodennähe geht sie jedoch über Land allmählich zurück.

Der Schnitt längs 60°N für die relative Feuchte (Abb. 5.1.4.) zeigt ähnliche Verhältnisse wie bei 55°N . Die Austrocknung über Land wird östlich von Stockholm gebremst, bis insbesondere über dem Finnischen Meerbusen die relative Feuchte wieder steigt. Zu beachten ist auch hier wieder das Maximum im Osten. Beim Vergleich der mittleren Feuchteprofile von Stockholm und Leningrad in Kap. 5.1. wurde hierauf schon eingegangen.

7.2. APRIL

Für den 60. Breitenkreis werden die Feuchteverhältnisse präsentiert (Abb. 5.2.1./5.2.2.). Nach etwas nach Osten hin abnehmenden spezifischen Feuchten im Westen kommt es über dem Finnischen Meerbusen zu höheren Wasserdampfgehalten. Diese Verteilung muß in größerem Rahmen gesehen werden, da sie sich in der gesamten unteren Troposphäre von 1000 bis 500 mb nachweisen läßt und daher nicht mit der Ostsee in einem Zusammenhang gesehen werden kann. Die Ursache ist vielmehr in den häufigeren SW - Winden zu suchen, die wärmere Luft heranzuführen, welche mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann (siehe auch Kap. 4.3.). Auch die relative Feuchtigkeit ist im Osten erhöht, wie man der Abbildung entnehmen kann. Die niedrigsten Relativwerte treten über Stockholm auf. In der Schicht unterhalb 900 mb

bleiben die vertikalen Änderungen der relativen Feuchte entlang des ganzen Schnittes klein, ein Umstand, auf den schon bei den Vertikalprofilen hingewiesen wurde.

Der hier nicht gezeigte Schnitt bei 55°N zeigt ein ähnliches Aussehen wie der eben erwähnte; leider waren aber vor allem im Osten weniger gute Daten vorhanden.

Der meridionale Temperaturschnitt bei 20°E (Abb. 5.2.3.) zeigt im wesentlichen die Breitenabhängigkeit der Temperatur, die ja in dem Ausgleichsmonat April dominierend ist.

Die spezifische Feuchte nimmt entsprechend nach Norden hin ab, wie es die Abb. 5.2.4./5.2.5. darstellt. Während dieser Abfall in Bodennähe gleichmäßig verläuft, kommt es oberhalb von 800 mb zu einem besonders starken Feuchterückgang über der südlichen Ostsee. Nördlich daran anschließend, ändert sich die Feuchte mit Ausnahme des hohen Nordens nur wenig. Mit dem Feuchterückgang ist auch eine Abnahme der relativen Feuchte verknüpft, wie die dazugehörige Abbildung zeigt.

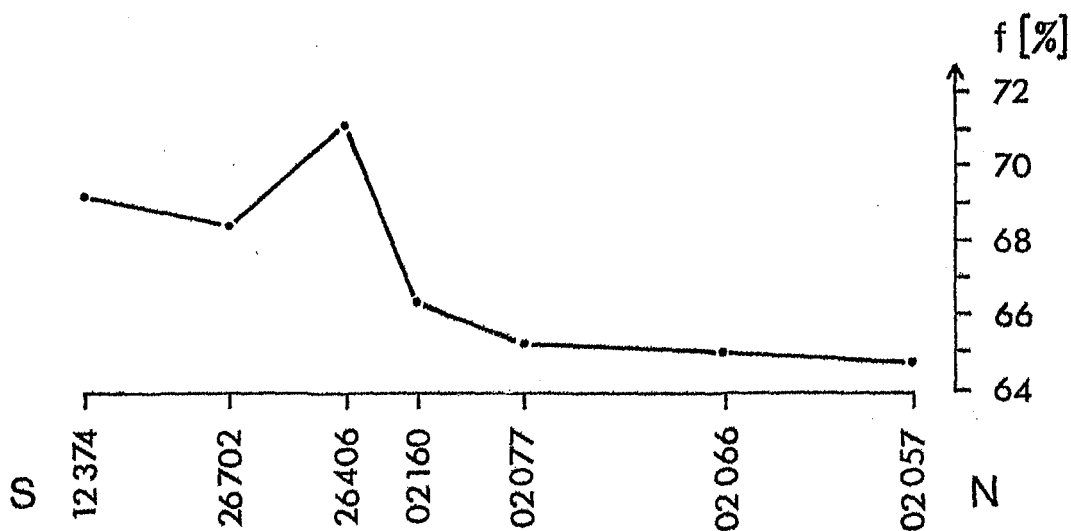
7.3. JULI

Bezüglich der Verhältnisse von Temperatur und spezifischer Feuchte sei auf die Horizontalkarten verwiesen. An dieser Stelle seien nur die drei Schnitte der relativen Feuchte betrachtet (Abb. 5.3.1., 5.3.2., 5.3.3.).

Gemeinsam ist den drei Schnitten die relativ trockene

Unterschicht, in der die relativen Feuchten zumeist unter 70 % liegen. Der Meridionalschnitt zeigt dabei auch, daß die Bereiche der nördlichen Ostsee trockener als die der südlichen sind. Zur Verdeutlichung wurden die relativen Feuchten der Höhe 950 mb in der Text-Abb. 2 noch einmal herausgezeichnet.

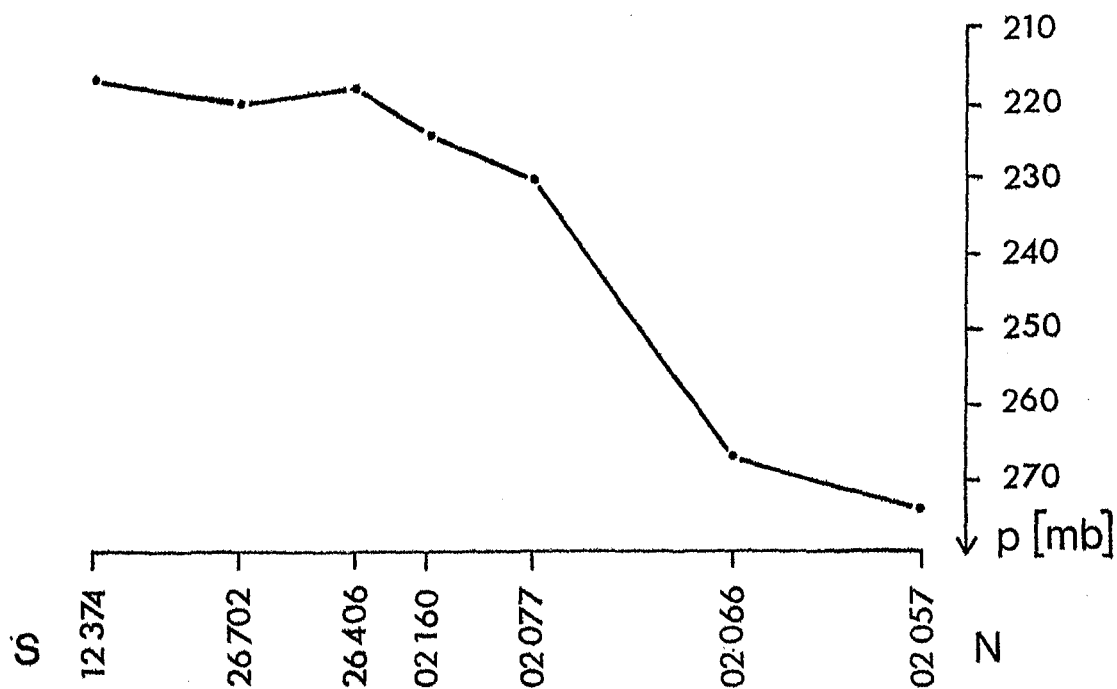
Über der trockenen Bodenschicht lagert feuchte Luft mit einem Maximum in der Schicht 900 - 850 mb. Darüber nimmt die relative Feuchte wieder ab, wobei allerdings einige regionale Unterschiede auftreten. So findet man ein Minimum über der Gotlandsee und der Årkonasee. Letzteres ist gekoppelt mit der schon früher beschriebenen Achse erniedrigter spezifischer Feuchte über Südschweden (Kap. 4.4.). Eine spezielle Einflußnahme der Ostsee ist nicht nachzuweisen, da Daten aus der Bodennähe teilweise nur unvollständig vorliegen.



Text-Abb. 2 Verteilung der relativen Feuchte entlang 20°E im 950 mb-Niveau für Juli

7.4. OKTOBER

Für diesen Monat sei nur der 60°N - Schnitt der relativen Feuchte gezeigt (Abb. 5.4.). Der Schnitt besitzt eine ähnliche Gestalt wie derjenige des Januars (Abb. 5.1.4.), wenn auch insgesamt die Relativwerte im Oktober etwas höher liegen. Nach zurückgehenden Feuchten über Schweden kommt es vor und über dem Finnischen Meerbusen zu einem kräftigen Anstieg. Am Boden bildet sich ein Polster mit über 80 % Feuchte. Der Feuchteanstieg setzt sich auch in höheren Schichten durch.



Text - Abb. 3 Mittlere Tropopausenhöhen entlang 20°E im Oktober

Über den Versuch, aus den mittleren Temperaturprofilen die Tropopausenhöhe zu bestimmen, wurde schon in Kap. 5.4. berichtet. Das Verfahren wurde auf die Stationen, die auf ca. 20°E liegen, angewendet. In einem N - S - Schnitt konnten dann die mittleren Tropopausenhöhen aufgetragen werden, wie es die Text-Abb. 3 zeigt. Deutlich ist der besonders starke Höhenabfall zwischen Liepaja (26 406) und Sundsvall (02 066) zu erkennen. Südlich davon liegt die relativ hohe Tropopause der gemäßigten Luft. Im Norden stellt sich die niedrige Tropopause der polaren Luftmasse ein, womit auch die mittleren Luftmassenverhältnisse beider Regionen charakterisiert seien. Folglich wird die mittlere Lage des Polarjets über der nördlichen Gotlandsee zu suchen sein, was ja schon früher anhand der Horizontalkarten festgestellt wurde.

8. ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSBETRACHTUNG

Bei einer Klimatologie der freien Atmosphäre über einem begrenzten Raum, der ein relativ kleines Mittelmeer enthält, muß man davon ausgehen, daß dieses Mittelmeer (hier die Ostsee) durch das zunehmend kontinentale Klima des umgebenden Landes geprägt wird, andererseits aber das Klima wenigstens der Küstenregionen im Sinne einer Milderung modifiziert wird. Die kontinentalen Einflüsse sind daran abzulesen, daß sich die jeweiligen Gänge von Wasser- und Lufttemperatur einander anpassen. So erreicht

die Jahresschwankung der Ostsee - Wassertemperatur schon über 14°C (DIETRICH und KALLE (1957)). Folglich werden die Bedingungen in höheren Luftschichten wenig bis überhaupt nicht von der Ostsee beeinflusst. Hier spielen die jahreszeitlich wechselnden Strahlungsverhältnisse, die für entsprechende meridionale Temperaturgradienten sorgen, die wesentliche Rolle; sie bestimmen die Stärke der atmosphärischen Zirkulation, die am stärksten im Oktober und Januar ist. Ihr Aussehen wird bestimmt durch die Verteilung von Ozeanen und Kontinenten mit ihren großen Gebirgszügen. Übergangszeiten sind der April und September. In der Zwischenzeit liegt der polare Strahlstrom weit nördlich der Ostseeregion, so daß hier die Störungstätigkeit ein Minimum annimmt.

Bei der Behandlung der planetarischen Grenzschicht muß zwischen zwei Faktoren unterschieden werden:

- a) Maritime Luftmassen werden durch das skandinavische Gebirge an ihrem unmittelbaren Eindringen nach Nordeuropa gehindert; im Süden stellt sich dagegen kein Hindernis in den Weg.
- b) Die Ostsee bewirkt eine Dämpfung der nach Osten zunehmenden Kontinentalität.

Der erste Faktor wirkt dahingehend, daß ganzjährig feuchte Luft zuströmt, die im Winter relativ warm, im Sommer kühl ist.

Der Ostsee-Einfluß auf die planetarische Grenzschicht ist zeitlich variabel und von unterschiedlicher Intensität.

Der Höhepunkt des Einflusses liegt zweifelsohne im Winter, wofür der Januar als Beispiel diene. Die warme Ostsee sorgt für eine Milderung der über ihr lagernden Luftmassen; dabei kommt es zur Ausbildung eines thermischen Tiefs über der zentralen Ostsee. Der Nachweis gelang bis zum 850 mb-Niveau. Nach einem Temperatúrausgleich im April findet über Land besonders im Mai bis Juni eine kräftige Aufheizung statt, die zu einigen Hitzetiefs Anlaß gibt. Wie jedoch der Juli zeigte, ist der Einfluß der kühleren Ostsee minimal. Eine Erklärung ist darin zu suchen, daß die Erwärmung des Wassers im Frühjahr zur Ausbildung der thermischen Sprungschicht führt, d.h. die Sonnenenergie dient nur zur Erwärmung einer oberflächennahen Deckschicht, deren Austausch mit tieferen Wassermassen unterbunden ist. Nach Abbau der Sprungschicht im Herbst steht jedoch zur Wärmeabgabe an die inzwischen kältere Luft die gesamte Wassermasse zur Verfügung. Damit wirkt sich die Ostsee während der kalten Jahreszeit effektiver aus.

Für die Untersuchungen wäre es natürlich wertvoll gewesen, mehr Stationen mit vollständigerem Beobachtungsmaterial aus dem unmittelbaren Ostseeraum, insbesondere von Inselstationen einbeziehen zu können. Wesentlich trifft das auf die unteren 2 km der Atmosphäre zu, da gerade hier die meisten Beobachtungslücken vorhanden waren, obwohl sich in dieser Schicht die Wechselwirkungsvorgänge zwischen Atmosphäre und Ostsee abspielen. Besonders für detailreichere Feuchteuntersuchungen sind höhere vertikale und horizontale Auflösungen zu fordern.

Nicht verkannt werden darf auch, daß der Untersuchung der Zeitraum vom September 1963 bis zum Dezember 1970, also ein relativ kurzer Abschnitt, zugrunde lag. Dennoch kann wohl gesagt werden, daß damit wesentliche Eigenheiten erfaßt wurden.

LITERATURVERZEICHNIS

1. Baese, K., Arbeiten zur Bestimmung der Divergenz
des atmosphärischen Feuchteflusses über
der Ostsee, Inst. f. Meereskunde, Kiel,
persönliche Mitteilung, 1975
2. Behr, H.D., Untersuchung des Jahresganges des Wärme-
haushalts der freien Atmosphäre über der
Ostsee, Diss., Kiel, 1975 (in Vorbereitung)
3. Brooks, C.E.P. and N. Carruthers, Handbook of Statistical
Methods in Meteorology, London, 1953
4. Crutcher, H.L. and J.M. Meserve, Selected Level Heights,
Temperatures and Dew Points for the Northern
Hemisphere, Commander Naval Weather Service
Command, Washington D.C., NAVAIR 50 - 1C - 52,
1970
5. Defant, F., Klima und Wetter der Ostsee, Kieler Meeres-
forschungen, 28 (1), 1972
6. Dietrich, G. und K. Kalle, Allgemeine Meereskunde, Berlin,
1957
7. Flohn, H., Aerologische Klimatologie,
in: W. Hesse (Hrsg.), Handbuch der Aerolo-
gie, Leipzig, 1961
8. Johannessen, T.W., The Climate of Scandinavia,
in: C.C. Wallén (Hrsg.), Climates of
Northern and Western Europe, World Survey
of Climatology, 5, Amsterdam, London,
New York, 1970
9. Lenz, W., Monatskarten der Temperatur der Ostsee,
Erg.-Heft z. Dt. Hydrogr. Z., Reihe B
(4^o), Nr. 11, Hamburg, 1971

10. Linke, F. und F. Baur (Hrsg.), Meteorologisches Taschenbuch, Bd. 2, Leipzig, 1962
11. Lükenga, W., Die Zyklonalität im Ostseeraum - Ein Beitrag zur dynamischen Klimageographie Nordeuropas, Diss., Münster, 1972
12. Markgraf, H., Einige Methoden und Probleme aus dem Bereich der Maritimen Klimatologie, Dt. Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 33, Hamburg, 1962
13. Möller, F. und K. Bullrich, Thermodynamische Grundlagen und Arbeitsmethoden der Aerologie, in: W. Hesse (Hrsg.), Handbuch der Aerologie, Leipzig, 1961
14. Pütz, F. - R., Die Änderungen der mittleren monatlichen Luftdruckverteilung auf der Nordhalbkugel vom Dezennium 1951 - 60 zum Dezennium 1961 - 70, unveröffentlichte Haupt-Diplomarbeit am Inst. f. Meteor. d. Fr. Univ. Berlin, 1971
15. Pütz, F. - R. et al., Klimatologische Mittelkarten der Nordhemisphäre für die Temperatur im Dezennium 1961/70, Beil. z. Berl. Wetterkarte Nr. 106/71 - SO 30/71, Berlin, 1971
16. Scherhag, R. und Mitarbeiter, Klimatologische Karten der Nordhemisphäre, Meteor. Abh. Freie Univ. Berlin, 100 (1), 1969
17. Solantie, R., The Influence of the Baltic Sea and the Gulf of Bothnia on the Weather and Climate of Northern Europe, Especially Finland, in Autumn and in Winter, Finn. Meteor. Inst. Contr., 70, Helsinki, 1968
18. Wallén, C.C., Climates of Northern and Western Europe (Introduction), World Survey of Climatology, 5, Amsterdam, London, New York, 1970

DANKSAGUNG

Die Anregung zu dieser Arbeit erfolgte durch Herrn Prof. Dr. Fr. Defant. Ihm, Herrn Dr. P. Speth, sowie den Mitarbeitern der Abt. Maritime Meteorologie des Instituts für Meereskunde in Kiel sei für die Unterstützung bei der Durchführung gedankt. Dieses gilt insbesondere auch für Herrn Dipl.-Met. H.D. Behr, der mit vielen Anregungen bei der Datenverarbeitung half, sowie für das mit der Erstellung der zahlreichen Abbildungen betraute technische und photographische Personal.

Gedankt sei auch dem Rechenzentrum der Universität Kiel, bei dem die Verarbeitung der Daten vorgenommen wurde, sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die das Projekt im Rahmen des Schwerpunktes "Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre" förderte.